

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ РАН
(ИГГД РАН)

ЭВОЛЮЦИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО И ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ДОКЕМБРИЙСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Под редакцией
чл.-корр. РАН В. А. Глебовицкого, Ш. К. Балтыбаева

Санкт-Петербург
Издательско-полиграфическая ассоциация
высших учебных заведений
2018

УДК
ББК 37.2
Э

INSTITUTE OF PRECAMBRIAN GEOLOGY AND GEOCHRONOLOGY RAS
(IPGG RAS)

Рецензент:

Пономаренко А. Н., академик НАН Украины, директор ИГМР НАН Украины

Авторы:

Алфимова Н. А., Аракелянц М. М., Арестова Н. А., Бабушкина М. С., Балаганский В. В., Балтыбаев Ш. К., Беляцкий Б. В., Березин А. В., Богомоллов Е. С., Васильева И. М., Вревский А. Б., Галанкина О. Л., Глебовицкий В. А., Голубкова Е. Ю., Горохов И. М., Егорова Ю. С., Зайцева Т. С., Зильберштейн А. Х., Ивановская Т. А., Козловский А. М., Константинова Г. В., Котова Л. Н., Кочнев Б. Б., Крылов Д. П., Крымский Р. Ш., Кузнецов А. Б., Кутявин Э. П., Кучеровский Г. А., Ларин А. М., Левский Л. К., Лобач-Жученко С. Б., Львов П. А., Матреничев В. А., Мельник А. Е., Мельников Н. Н., Мочалов А. Г., Мыскова Т. А., Никитина Л. П., Овчинникова Г. В., Подковыров В. Н., Саватенков В. М., Саморукова Л. М., Седова И. С., Семенов В. С., Семенов С. В., Сергеев А. С., Скублов С. Г., Смирнова З. Б., Степанюк Л. М., Сукач В. В., Турченко С. И., Турченко Т. Л., Фаллик Э., Фелицын С. Б., Чекулаев В. П., Юрченко А. В., Яковлева О. А., Ярмолюк В. В.

Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы / под ред. В. А. Глебовицкого, Ш. К. Балтыбаева. — СПб.: Издательско-полиграфическая ассоциация высших учебных заведений, 2018. — 676 с.

В монографии собраны новейшие данные, полученные авторами при выполнении проектов РФФИ за период 2000–2018 гг., а также обобщены результаты работ по широкому кругу вопросов геологии и геохронологии докембрия в рамках исполнения государственных заданий ИГГД РАН и других научных проектов. Синтез, анализ и представление полученных результатов в доступной печати устанавливают новые рубежи научных знаний, достигнутые за последнее время при изучении фундаментальных вопросов древней геологической истории Земли.

Монография предназначена для широкого круга специалистов, изучающих минералогию, петрологию, изотопную геохронологию, металлогению, а также стратиграфию и литологию докембрийского периода развития нашей планеты.

Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 18-15-00044, не подлежит продаже.

ISBN 978-5-91155-050-9

© Коллектив авторов
© Издательско-полиграфическая ассоциация
высших учебных заведений, 2018

EVOLUTION OF THE COMPOSITION AND ISOTOPIC CONTENT OF PRECAMBRIAN LITHOSPHERE

Edited by
memb.corr. RAS V. A. Glebovitsky, S. K. Baltybaev

St. Petersburg
Publishing Press Association
2018

Authors

Alfimova N. A., Arakeliants M. M., Arestova N. A., Babushkina M. S., Balagansky V. V., Baltybaev S. K., Beliatsky B. V., Berezin A. V., Bogomolov E. S., Vasileva I. M., Vrevsky A. B., Galankina O. L., Glebovitsky V. A., Golubkova E. Yu., Gorokhov I. M., Egorova Yu. S., Zaitseva T. S., Zilbershtein A. Kh., Ivanovskaia T. A., Kozlovsky A. M., Konstantinova G. V., Kotova L. N., Kochnev B. B., Krylov D. P., Krymsky R. S., Kuznetsov A. B., Kutiavin E. P., Kucherovsky G. A., Larin A. M., Levsky L. K., Lobach-Zhuchenko S. B., Lvov P. A., Matrenichev V. A., Melnik A. E., Melnikov N. N., Mochalov A. G., Myskova T. A., Nikitina L. P., Ovchinnikova G. V., Podkovyrov V. N., Savatenkov V. M., Samorukova L. M., Sedova I. S., Semenov V. S., Semenov S. V., Sergeev A. S., Skublov S. G., Smirnova Z. B., Stepaniuk L. M., Sukach V. V., Turchenko S. I., Turchenko T. L., Fallick E., Felitsyn S. B., Chekulaev V. P., Yurchenko A. V., Yakovleva O. A., Yarmoliuk V. V.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	8
Введение.....	10
Глава 1. Некоторые особенности строения и геодинамического развития архейских комплексов и проблема расшифровки ранней истории Земли.....	11
1.1. Хадейская эпоха в истории Земли: изотопные данные (Левский Л. К., Богомоллов Е. С.)	11
1.2. Некоторые проблемы геодинамики архея Фенноскандинавского щита (Вревский А. Б.)	20
1.3. Гетерогенность строения Карельской провинции Фенноскандинавского щита как отражение условий корообразования от палео- до неорхейя (Чекулаев В. П., Арестова Н. А.)	35
1.4. Проблема происхождения архейской континентальной земной коры (Глебовицкий В. А., Седова И. С., Саморукова Л. М.).....	61
Глава 2. Стратиграфические и литологические реконструкции условий накопления супракрустальных комплексов докембрия	91
2.1. Геохимия туфогенных образований калевия Приладожья, Фенноскандинавский щит (Котова Л. Н., Подковыров В. Н.).....	91
2.2. Литогеохимия терригенных отложений стратотипического разреза венда севера Патомского нагорья, юг Сибирской платформы (Подковыров В. Н., Котова Л. Н.).....	112
2.3. Органостенные микрофоссилии в верхнедокембрийских отложениях внутренних районов Сибирской платформы (Голубкова Е. Ю., Кочнев Б. Б.)	129

Глава 3. Петрологические реконструкции условий становления основных-ультраосновных комплексов докембрия.....	145
3.1. 187 Re –187Os систематика пород субконтинентальной литосферной мантии (по мантийным ксенолитам) (Никитина Л. П., Беляцкий Б. В., Крымский Р. Ш., Сергеев С. А., Бабушкина М. С.).....	145
3.2. Перидотиты в палеоархейских ортогнейсах Побужской гранулитогнейсовой области Украинского щита: геологическое положение, особенности состава, генезис (Лобач-Жученко С. Б., Егорова Ю. С., Балтыбаев Ш. К., Балаганский В. В., Степанюк Л. М., Юрченко А. В., Галанкина О. Л., Богомоллов Е. С., Сукач В. В.).....	164
3.3. Преобразование перидотитов в коровых условиях: термодинамическое моделирование минералообразования (Балтыбаев Ш. К., Лобач-Жученко С. Б., Егорова Ю. С., Галанкина О. Л., Юрченко А. В.).....	193
Глава 4. Применение изотопно-геохимических и геохронологических методов при уточнении условий эволюции комплексов докембрия.....	213
4.1. Тонкая структура глобулярных слоистых силикатов — ключ к оценке стратиграфической значимости их изотопного возраста (Зайцева Т. С., Горохов И. М., Кузнецов А. Б., Мельников Н. Н., Ивановская Т. А., Константинова Г. В.).....	214
4.2. Проблема датирования эклогитов северо-западной части Беломорского подвижного пояса (Скублов С. Г., Березин А. В., Мельник А. Е.).....	236
4.3. Об интерпретации результатов датирования архейских пород Карельской провинции U-Pb методом по циркону на основе геологических и геохимических данных (Арестова Н. А., Чекулаев В. П., Скублов С. Г., Кучеровский Г. А., Егорова Ю. С.).....	278
4.4. Влияние свекофеннских преобразований на изотопный состав кислорода корундсодержащих пород Хитоострова (Беломорский комплекс) (Крылов Д. П.).....	298
4.5. Типизация и определение возраста архейских метавулканитов лебяжинской свиты (Большие Кейвы, Кольский полуостров) (Мыскова Т. А., Балаганский В. В., Львов П. А.).....	306
4.6. Изотопный состав первичного Pb как источник генетической информации на примере докембрийских карбонатных и фосфатных отложений западного склона Южного Урала (Овчинникова Г. В., Мельников Н. Н., Кузнецов А. Б., Горохов И. М., Ларин А. М.).....	323
4.7. Изотопные (Nd, Pb) источники гранитоидов Хангайского батолита и их связь с корообразующими событиями в террейнах Центрально-Азиатского орогенного пояса (Саватенков В. М., Ярмолюк В. В., Козловский А. М., Смирнова З. Б.).....	336
4.8. Форма миграции железа в зоне гипергенеза раннего докембрия: данные на основе изотопного состава неодима полосчатых железистых кварцитов (Фелицын С. Б., Алфимова Н. А., Матреничев В. А., Богомоллов Е. С.).....	358
4.9. U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar и O-H систематика аутигенных минералов в верхнепротерозойских аргиллитах (Горохов И. М., Зайцева Т. С., Кузнецов А. Б., Мельников Н. Н., Овчинникова Г. В., Аракелянц М. М., Фаллик А. Е., Константинова Г. В., Турченко Т. Л., Васильева И. М., Кутявин Э. П.).....	375
Глава 5. Металлогения и вопросы накопления и перетотложения полезных ископаемых в докембрии.....	407
5.1. Металлогения раннедокембрийских месторождений золота и платиноидов в связи с проявлением глобальных тектонических процессов (Турченко С. И.).....	408
5.2. Расслоенный интрузив Луккулайсваара — строение, рудная минерализация, условия формирования (Олангская группа интрузий, Карелия) (Семенов В. С., Семенов С. В., Глебовицкий В. А., Яковлева О. А., Зильберштейн А. Х.).....	424
5.3. Особенности онтогении россыпеобразующих минералов платины в условиях полициклического формирования щелочно-ультраосновного массива Кондёр (Хабаровский край, Россия) (Мочалов А. Г., Галанкина О. Л.).....	459
Заключение.....	500
Список цитированной литературы.....	503

ПРЕДИСЛОВИЕ

В монографии «Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы» обобщены результаты геологических, геохронологических, изотопно-геохимических, петрологических и геодинамических исследований докембрийских геологических структур Евразии и некоторых других континентов: древних платформ и складчатых поясов неогена. Эти материалы отражают современный уровень комплексных исследований коллектива ученых Института геологии и геохронологии докембрия РАН, 50-летний юбилей которого отмечался в 2017 г.

Книга написана коллективом авторов — ведущими специалистами по различным аспектам проблем ранней истории развития Земли и геологии отдельных докембрийских регионов России. Кроме того, поскольку современные исследования разновозрастных и сложно построенных докембрийских комплексов не могут проводиться только силами достаточно небольшого коллектива ИГГД РАН, многие регионы изучались совместно с несколькими научными и производственными организациями России, ряд сотрудников которых являются полноправными соавторами некоторых разделов книги. Учитывая работу над книгой большого числа исследователей и несмотря на согласованную выработку структуры и содержания книги, отдельные ее разделы могут излагать, по сути, точку зрения автора или группы авторов по конкретным аспектам изучения докембрийских комплексов. Представление альтернативных точек зрения только способствует адекватному отражению состояния и современного уровня изучения тех или иных вопросов докембрийской геологии.

Проблемы геологической эволюции Земли в докембрии требуют решения многих вопросов, связанных с установлением соотношений во времени и пространстве геологических комплексов и тектонических структур на различных этапах роста и переработки литосферы. Многие разделы книги демонстрируют традиционный для ИГГД РАН комплексный подход в изучении эндогенных процессов, сочетающий детальные геологические работы с различными методами петрологических исследований, с изучением геохимии радиогенных и стабильных изотопов и геохронологического датирования разнообразными методами геологических объектов, что позволяет корректно решать многие вопросы докембрийской геодинами-

ки. Наряду с конкретными проблемами развития литосферы в докембрии и неогене, в книге рассмотрены и некоторые общие вопросы эволюции изотопно-геохимического состава земных оболочек и геодинамических режимов ранних стадий развития Земли. Затронуты проблемы и вопросы наиболее общих закономерностей эндогенных и экзогенных процессов в мантии, коре и экзосфере в целом.

Уделено внимание эволюции осадконакопления с детальным изучением геологических разрезов, в том числе с помощью разработанных в ИГГД РАН новых методов и подходов изотопной хемостратиграфии, микропалеонтологии и биостратиграфии. Ряд глав был посвящен анализу изотопно-геохимического состава и генезиса пород, образующихся из магматических расплавов разной глубины зарождения в литосфере и верхней мантии, термодинамическому и флюидному режиму метаморфических процессов в разных геодинамических обстановках, а также определению металлогенических циклов и условий формирования рудоносных структур докембрия. Перечисленные вопросы и проблемы не теряют своей актуальности на протяжении многих лет, они зачастую тесно связаны друг с другом и взаимообусловлены, что позволило нам рассмотреть их в ряде последовательных разделов данной книги.

Вышеперечисленные проблемы, естественно, еще далеки от своего полного решения, но их синтез, обсуждение и представление отражают достигнутые результаты и современные направления поисков в исследованиях ИГГД РАН.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема докембрийского этапа развития Земли в последнюю четверть XX в. и в начале XXI в. рассматривалась многими исследователями, и наиболее существенный прогресс в ее решении был достигнут при использовании изотопно-геохронологического и петролого-геохимического подходов. Накопление большого объема материалов об условиях формирования докембрийских комплексов, о генерации коровых и мантийных расплавов от ультраосновного до кислого составов, о поведении редких и редкоземельных элементов в процессах зарождения и дифференциации магм, по изотопной геохронологии и изотопной систематике, о параметрах и режимах регионального метаморфизма, о явлениях парциального плавления и формирования коровых магматических очагов позволило создать ряд непротиворечивых моделей докембрийских петрогенетических процессов. Как следствие, были предложены некоторые подходы при интерпретации эмпирического материала и варианты решения проблемы эволюции докембрийской литосферы, которые публикуются в предлагаемой вниманию читателя монографии.

ГЛАВА 1. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АРХЕЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ И ПРОБЛЕМА РАСШИФРОВКИ РАННЕЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Значительные объемы архейской континентальной коры представлены тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциацией (ТТГ), породы которой широко развиты на всех континентах и, как выяснилось, обладают целым рядом устойчивых геохимических признаков, к числу которых принадлежат умеренно высокая магнезиальность, сравнительно низкие концентрации К, U и Th, относительное обеднение Nb, Ta, а иногда и Ti, умеренно дифференцированный профиль REE, отсутствие или по крайней мере слабая выраженность аномалии Eu, чрезвычайно низкие концентрации HREE и Y (*Condie, 1986; Rollinson, 1997*). По этим параметрам они похожи на адакитовые вулканиты, что стимулировало появление моделей формирования ТТГ в связи с субдукцией архейской океанической коры под континентальную (*Martin, 1999*), вследствие чего эта ассоциация может быть принята за геохимический эталон «первичной» раннедокембрийской континентальной коры.

1.1. ХАДЕЙСКАЯ ЭПОХА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ: ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Хадейская эпоха включает не только начало существования Солнечной системы, в том числе и Земли, но и, косвенно, историю досолнечного вещества с момента Большого Взрыва не менее 16–17 млрд лет назад. Первое и последующие поколения звезд, включая звезды-гиганты, состоявшие из водорода и гелия, были недолговечны и, взрываясь, выбрасывали в космос стабильные и радиоактивные изотопы тяжелых (тяжелее гелия) элементов вплоть до актиноидов. Плазменные оболочки взрывающихся сверхновых охлаждались и конденсировались, образуя газо-пылевые облака. В пылевых частицах находилось место как для высокотемпературных минералов типа карбида кремния, так и для низкотемпературных силикатов, содержащих

все элементы Периодической системы. Дальнейшая судьба газо-пылевых частиц не столь очевидна. Могут ли из них спонтанно образоваться планетные системы, включающие центральную звезду, или для этого требуется вмешательство внешнего фактора? Для Солнечной системы второй вариант оказался предпочтительнее. Протосолнечное газо-пылевое облако находилось достаточно длительное время вне галактического нуклеосинтеза, что привело к «вымиранию» сравнительно короткоживущих радиоактивных изотопов, например, таких как ^{26}Al ($t_{1/2} = 0,73$ млн лет), и продукт его распада ^{26}Mg был полностью или частично потерян. Тем не менее радиогенный избыток ^{26}Mg был измерен в метеоритах (*Lee et al.*, 1976). Что могло послужить причиной появления «живого» ^{26}Al в протосолнечном облаке? Очевидно, взрыв соседней сверхновой, добавивший «свежий» нуклеогенетический материал в «старое» облако, причем как химический состав, так и изотопный состав элементов в обоих компонентах газо-пылевого облака не обязательно были идентичными. Взрыв соседней сверхновой мог служить импульсом, обеспечившим начальный угловой момент для образования Солнечной системы (*Foster, Boss*, 1997; *Левский*, 1987; 1988). В этот момент прямое участие протосолнечной системы в процессе галактического термоядерного синтеза заканчивается. Другими словами, заканчивается галактическая и начинается небулярная стадия эволюции Солнечной системы.

В быстрорастущих пылевых частицах происходит накопление продуктов распада как короткоживущих изотопов, включая ^{26}Al , ^{60}Fe , так и долгоживущих изотопов, таких как ^{147}Sm , ^{235}U , ^{238}U , ^{176}Lu и др. В замкнутых изотопных системах, которые сохраняют продукты распада, начинается отсчет хадейского времени 4567 млн лет назад (*Amelin et al.*, 2002). Процесс агломерации пылевых частиц происходит удивительно быстро (по астрономическим меркам). За время в 1–10 млн лет размер «пылинок» увеличивается до 1–100 км, до объектов, получивших название «планетезимали» (маленькие планеты), и, соответственно, эта стадия эволюции Солнечной системы, включенная в небулярную, называется планетезимальной. Рост планетезималей не останавливается, за счет взаимных столкновений они укрупняются и достигают размеров 100–1 000 км. Эти крупные космические объекты называются «родительскими» телами. Именно эти тела вместе с планетезималиями послужили строительным материалом для планет, а при разрушении некоторых из них образовались метеориты различных типов: хондриты, ахондриты, железо-силикатные, железо-никелевые. Параллельно с ростом планетезималей и родительских тел их температура повышается за счет кинетической энергии сталкивающихся объектов и главным образом за счет энергии радиоактивного распада короткоживущих изотопов, в основном ^{26}Al . Температура термического метаморфизма

изменялась от умеренной до высокой, вплоть до расплавления и дифференциации на силикатную и железо-никелевую компоненты. Вероятно, достижение высокой температуры при равном содержании ^{26}Al зависело от размеров родительских тел, т. к. для небольших объектов удельная поверхность больше и рассеяние тепла увеличивается, для больших объектов имеет место обратная корреляция. Первые могли служить «родителями» примитивных слабометаморфизованных хондритов, включая так называемые углистые хондриты. Название «хондриты» определяется морфологией этого типа метеоритов, содержащих хондры (греческое название для «шариков») размером до нескольких миллиметров и даже больше. Если для слабометаморфизованных хондритов (петрологические категории 2–3) хондры видны невооруженным глазом и легко отделяются от матрицы, то для высокометаморфизованных (петрологические категории 5–6) контуры хондр сливаются с вмещающей матрицей. Насчитывается несколько десятков различных типов хондритов, что определяется таким же количеством различных по минералогическому, химическому и изотопному составу родительских тел. В результате разрушения родительских тел, близких по структуре к планетам с металлическим ядром и силикатной оболочкой, образовались различные типы ахондритов и железо-никелевых метеоритов. Какие из типов метеоритов могли служить строительным материалом для протоземли и ее последующей эволюции — один из главных вопросов при исследовании следующей, «планетарной» стадии истории Земли и других планет Солнечной системы (Венера, Марс, Меркурий).

В исторической перспективе, как известно, более 500 лет превалирует гелиоцентрическая концепция, безусловно победившая предыдущую геоцентрическую. Химический состав хондритов, за исключением легких и летучих элементов, подобен солнечному составу. 85 % всех падающих на Землю метеоритов составляют хондриты. Очевидно, планеты, включая Землю, должны быть похожи на Солнце и, следовательно, построены из хондритового материала. В начале XX в. была предложена солнечная модель происхождения Земли в «чистом» виде. Проходящая около Солнца звезда полем тяготения вырывает часть солнечного вещества в виде факела, который распадается на сгустки вещества, превращающиеся в планеты. Однако в скором времени эта экстравагантная модель была оставлена, хотя по иронии судьбы соображения относительно соседнего объекта оказались продуктивными до сих пор (*Foster, Boss*, 1997; *Левский*, 1987; 1988). Относительно подавляющего большинства падений хондритов следует заметить, что подобная посылка может оказаться ложной и надо, напротив, искать иной материал для строительства планет земной группы, который на самом деле практически целиком исчерпан. Что же касается хондритов, то

они использовались в сравнительно малой степени, и большая их часть оказалась излишней при строительстве планет. Если данное замечание, в значительной степени интуитивное, справедливо, то родительскими телами для Земли должны служить трансформированные предшественники, сходные или аналогичные тем, из которых образовались ахондриты и железо-никелевые метеориты.

До середины прошлого века основным, если не единственным инструментом для решения поставленной задачи были общие соображения, а также морфологические и петрологические данные ограниченного объема и качества. С приходом прецизионного изотопного анализа положение существенно изменилось. В 70-х гг. прошлого века были выполнены высокоточные (для того времени) измерения изотопного состава элементов в различных породах Земли: океанические (MORB) и островные базальты, карбонатиты, кимберлиты, а также хондриты. Совпадение изотопных данных (в пределах ошибки опыта) для всех объектов как будто подтверждало хондритовую модель и позволяло предложить так называемый хондритовый унифицированный резервуар (CHUR) для силикатной части Земли (BSE) (Jacobsen, Wasserburg, 1980; 1984). CHUR определялся следующими параметрами: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1966$ при относительно небольшой вариации этой величины ($\sim 3\text{--}4\%$) для всех исследованных хондритов и значениями $\epsilon^{143}\text{Nd} = 0$ и $\epsilon^{142}\text{Nd} = 0$. Последние параметры определяют степень отклонения измеренных изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в образцах от тех же отношений, измеренных для стандарта, и вычисляются по формуле:

$$\epsilon^{142,143}\text{Nd} = [({}^{142,143}\text{Nd}_{\text{обр}} - {}^{142,143}\text{Nd}_{\text{станд}}) / {}^{142,143}\text{Nd}_{\text{станд}}] \times 10^4.$$

Нормализация измеренных данных производится с использованием международных стандартов и в данном случае представлена в десятичных долях, (г/т) и, соответственно, $\epsilon^{142,143}\text{Nd} = 100\mu^{142,143}\text{Nd}$. Дальнейшее использование хондритового унифицированного резервуара обеспечило дополнительную поддержку хондритовым моделям Земли. Предлагалась либо комбинация различных типов хондритов (Dauphas et al., 2014): 90,8 % энстатитовых, 6,8 % обычных, 2,3 % типа CV, 0,2 % углистых, либо исключительно энстатитовых (Javoy, 1995; Javoy et al., 2010). В то же время компьютерная обработка химического состава и изотопного состава кислорода для всех хондритов не привела к оптимальной комбинации, совпадающей с данными для Земли (общее число комбинаций 225 792 840) (Burbine, O'Brien, 2004). Более того, на использованной в последней работе диаграмме Mg/Si — Al/Si, построенной с использованием данных для хондритов, не нашлось места для земного вещества. Либо значительная часть кремния секвестрирована в ядро, что противоречит геофизическим данным, либо

он переместился в нижнюю мантию. Ситуация драматически изменилась в 90-е гг. прошлого века, когда точность масс-спектрометрических измерений достигла 5–6 г/т вместо прежних 15–20 г/т, что позволило выполнить измерения на новом уровне для большого числа элементов в различных типах метеоритов: O (Clayton, 1993), Si (Pringle et al., 2014; Dauphas et al., 2015; Savage, Moyner, 2013), Mg (Bizzarro et al., 2004), Ni (Regelow et al., 2008), Cr (Podosek et al., 1997), W (Holst et al., 2015), Ti (Leya et al., 2009), Mo (Burkhardt et al., 2011), Zn (Moynier et al., 2009), V (Nielsen et al., 2014), Os (Runkenburg et al., 2007), Sr, Ba, Sm, Nd, Hf (Qin et al., 2011). Этот список охватывает далеко не полный объем имеющихся данных. Тем не менее даже беглый обзор полученных данных показал, что нас окружает изотопно-гетерогенный мир, в отличие от прежнего изотопно-гомогенного. Изотопные вариации наблюдаются в одном типе метеоритов, в разных типах метеоритов, между метеоритами и Землей. Надо отметить, что значительно раньше (Reynolds, 1960a, 1960b) были измерены вариации изотопного состава благородных газов, которые нельзя объяснить локальными процессами в Солнечной системе: радиоактивный распад, деление тяжелых элементов, реакции космических лучей с веществом метеоритов. Единственным объяснением могли быть глобальные нуклеогенетические процессы, о которых говорилось выше. Однако благородные газы считались «ультраследовыми» элементами и, следовательно, малозначимыми, которые не могли изменить концепцию изотопно-гомогенной Солнечной системы в целом. При наличии точных изотопных данных для хондритов и для BSE (CHUR) можно оценить приоритетность того или иного строительного материала для протоземли, учитывая близость, а в лучшем случае совпадение изотопных данных. Напротив, существенное расхождение изотопных параметров позволит исключить те или иные космические объекты как строительные блоки. Однако, наряду с очевидными достоинствами, увеличение точности измерений с прежних 15–20 г/т до 5–6 г/т, а в рекордных случаях до 2–3 г/т (Caro et al., 2003) привело к разрушению представлений о изотопной гомогенности метеоритов, планет и, наконец, Солнца. Значение $\epsilon^{142}\text{Nd}$ варьирует в разных типах хондритов, а, главное, обнаружился разрыв этой величины между средними значениями $\epsilon^{142}\text{Nd}$ для хондритов до $-0,18 \pm 0,05$, а для углистых хондритов до $-0,40$ относительно стандарта. Это смещение, очевидно, противоречит хондритовой модели. Земля оказалась менее обогащенной по сравнению с хондритами, о чем свидетельствует отрицательное значение параметра $\epsilon^{142}\text{Nd}$ для них.

Варианты, которые были предложены для объяснения сдвига $\epsilon^{142}\text{Nd}$:

1. Нуклеогенетическая природа изотопной гетерогенности неодима. Предлагалась достаточно экзотическая модель радиальной гетерогенности

изотопного состава неодима в пылевых частицах различного химического и минералогического состава, расположенных на разном расстоянии от Солнца (Huang *et al.*, 2013). Вклад ^{142}Nd нуклеогенетического происхождения действительно отмечается в некоторых метеоритах, но он составляет $< 7\text{--}8\%$, а в целом различие величины отношения $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для современных пород Земли и хондритов определяется распадом ^{146}Sm ($t_{1/2} = 68$ млн лет) и более высоким значением отношения Sm/Nd для Земли по сравнению с хондритами (Qin *et al.*, 2011).

2. Все-таки хондритовая модель? Если исходная силикатная часть Земли (BSE) $\text{BSE} = \text{CC} + \text{MORB}$ (CC — Земная кора), то где-то в Земле должен находиться резервуар, обогащенный несовместимыми элементами, в том числе и с более низким значением отношения Sm/Nd . Образованная в начале хадейской эпохи (первые 10–30 млн лет) «первичная» кора имела высокую плотность и низкую вязкость, что позволило ей опуститься на дно магматического океана до границы с ядром, так называемый слой «D» (Tolstichin *et al.*, 2006). Природа первичной земной коры и процессы, приведшие к ее созданию, а затем и перемещению в нижнюю мантию, видимо, за счет субдукции, остаются неизвестными. Детритовые цирконы из конгломератов указывают на существование гранитной коры даже 4,4 млрд лет назад (Wilde *et al.*, 2001). Однако незначительное число хадейских цирконов с возрастом $> 4,0$ млрд лет свидетельствует о слабом развитии в эту эпоху тоналит-гранодиоритовых ассоциаций, широко представленных в архейское время, образованных за счет материнских пород и, следовательно, того же предшественника. Система $^{146}\text{Sm} - ^{142}\text{Nd}$ позволяет оценить роль первичной хадейской коры для роста архейских кратонов. Вариации (рост) отношения $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ могли продолжаться только в течение 250–300 млн лет, до практически полного распада материнского изотопа ^{146}Sm . Однако постхадейские породы могли сохранить следы этих вариаций, которые имел их предшественник в коре или в мантии. Первичная обогащенная кора с низким отношением Sm/Nd имела отрицательное значение параметра $\epsilon^{142}\text{Nd}$. Такие значения встречаются, в частности, для архейских пород Западной Гренландии (O'Neil *et al.*, 2008; Roth *et al.*, 2013; Debaille *et al.*, 2013). Положительные значения $\epsilon^{142}\text{Nd}$ измерены для тоналитовых лав зеленокаменного пояса Абитиби ($t = 2,7$ млрд лет), что соответствует сохранению ранней мантийной изотопной гетерогенности за время 1,8 млрд лет после образования Земли. Надо заметить, что система $^{146}\text{Sm} - ^{142}\text{Nd}$ оказывается более устойчивой к последующим метаморфическим процессам по сравнению с системой $^{147}\text{Sm} - ^{143}\text{Nd}$. Причиной столь различного поведения этих систем является значительное отличие периодов полураспада изотопов ^{146}Sm и ^{147}Sm . Накопление радиогенного ^{142}Nd прак-

тически прекращается после 300 млн лет от начала образования Земли, и в дальнейшем величина отношения $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ не зависит от вариации отношения Sm/Nd , вызванной магматическими и/или метаморфическими процессами. Напротив, накопление радиогенного ^{143}Nd происходит непрерывно до настоящего времени, а внешние воздействия, изменяющие отношение Sm/Nd , приводят к искажению отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Хадейские положительные и отрицательные сигналы ^{142}Nd исчезают в архее из-за архейской конвекции мантии. Положение спасает короткоживущая система $^{182}\text{Hf} - ^{182}\text{W}$ ($t_{1/2} ^{182}\text{Hf} = 8,9$ млн лет). Для архейских коматиитов наблюдается контрастная ситуация (Touboul *et al.*, 2012), представленная в табл. 1.

Контрастное поведение $\text{Sm}-\text{Nd}$ и $\text{Lu}-\text{Hf}$ систем, по-видимому, вызвано различной природой составляющих эти системы элементов. В случае первой системы оба элемента являются высокотемпературными и литофильными, но отличаются несовместимостью. В случае второй системы Hf — литофильный элемент, а W — умеренно сидерофильный. Если в первом случае изменение отношения Sm/Nd управляется магматическими или метасоматическими процессами в мантии, то во втором — сохранением Hf в силикатном компоненте и перемещением W в ядро, что приводит к изменению отношения Hf/W в мантии на порядок величины и дальнейшей неизменности этого отношения. Вариация $\mu^{188}\text{W}$ сохраняется в пределах от 8,3 до 48,4 для таких молодых объектов, как остров Баффика ($t = 60$ млн лет). В то же время $\epsilon^{142}\text{Nd} = 0 \pm 5$ (Rizo *et al.*, 2016). Для пикритов того же острова сохранился относительно недегазированный и недифференцированный компонент мантии с высоким и близким к первичному отношению $^3\text{He}/^4\text{He} = 50R_{\text{атм}}$ (где $R_{\text{атм}} = 1,2 \cdot 10^{-6}$) (Jackson *et al.*, 2010).

3. Нехондритовая Земля. Как было показано выше, первичная хадейская кора, или по крайней мере ее следы, существовала. Могла ли она выполнять роль того «спрятанного» резервуара (Andreasen *et al.*, 2008), в котором сконцентрировались все несовместимые элементы? Более того, присутствие обогащенного резервуара должно объяснить аргоновый и гелиевый парадоксы.

Для хондритовой Земли содержание калия составляет 250 г/т. При распаде ^{40}K в течение 4,567 млрд лет образуется $150 \cdot 10^{18}$ г радиогенного ^{40}Ar , и при полной или почти полной дегазации радиогенный аргон должен находиться в атмосфере, в то время как она содержит только $66 \cdot 10^{18}$ г ^{40}Ar . Точное содержание ^{40}Ar в континентальной коре неизвестно, но его можно оценить. Если принять средний возраст коры в 3 млрд лет и содержание $\text{K} \sim 2\%$, то от $60 \cdot 10^{18}$ г до $80 \cdot 10^{18}$ г ^{40}Ar должно находиться в Земле, что составляет $\sim 50\%$ за геологическое время. Решение парадокса состоит либо в неполной дегазации мантии (половина ^{40}Ar находится в «спрятанном»

резервуаре), либо в том, что исходное содержание калия примерно в два раза меньше.

Поток ${}^4\text{He}$ из океанических бассейнов отвечает концентрации урана и тория около 3 мг/т, которая соответствует нижнему пределу в источнике MORB. Концентрация урана 1,3 г/т определяется по данным для теплового потока в обогащенном резервуаре BSE — земной коре (0,5 % BSE), а в целом для BSE содержание урана 10 мг/т, что составляет не более половины определенного по хондритовым данным. Если принять хондритовую модель, то половина радиогенного ${}^4\text{He}$ должна находиться в «спрятанном» резервуаре.

Несколько исследований были посвящены либо поиску неуловимого «спрятанного» резервуара, либо отрицанию его существования (*Drake, Richter, 2002; Костицын, 2004; Murphy et al., 2010; Palme, Zipfel, 2016; Campbell, O'Neil, 2012; Jackson, Jellinek, 2013*).

Большинство трудностей, связанных с проблемой «спрятанного» резервуара», как и с его происхождением, отпадает, если искать другие типы метеоритов, точнее их родительские тела, в качестве строительного материала для Земли. Работа (*Caro, Bourdon, 2010*) стала если не окончательным, то по крайней мере промежуточным итогом дискуссии о происхождении вещества протоземли. В этой работе предлагаются новые параметры «суперхондритовой» (SCHEM) силикатной Земли на основании результатов, полученных для изотопных систем:

${}^{147}\text{Sm} - {}^{143}\text{Nd}$, ${}^{146}\text{Sm} - {}^{142}\text{Nd}$, ${}^{176}\text{Lu} - {}^{176}\text{Hf}$ и ${}^{87}\text{Sr} - {}^{86}\text{Rb}$ (см. табл. 1, 2).

Следует, вероятно, отказаться от исходного хондритового резервуара и принять в качестве такового деплетированный (относительно хондритного) протоземный резервуар. Соответственно, отпадает необходимость в «спрятанном» в Земле обогащенном резервуаре и всех связанных с ним парадоксах. Таким образом, процесс удаления обогащенного компонента переходит из планетарной стадии эволюции Земли в предшествующую, планетезимальную стадию. Однако какие планетезимали принимали участие в образовании нехондритовой протоземли и каким образом произошла потеря обогащенного компонента, в работе (*Caro, Bourdon, 2010*) не обсуждается. Попытка решения этой задачи предпринята в работе (*Fitoussi et al., 2016*) путем использования изотопных данных для элементов: O, Sr, Ni, Ti, Mo, Ca, Sr (см. выше) для разных типов хондритов и ахондритов. Это позволило сделать оптимальный выбор преимущественных протоземных родительских тел. Однако главным и решающим, с нашей точки зрения, было бы использование изотопных данных для кремния (*Pringle et al., 2014; Dauphas et al., 2015; Savage, Moyner, 2013*). Такое рассмотрение

показывает, что все типы хондритов, уреилитов, «марсианские» метеориты, эвкриты в большей или меньшей степени отклоняются от стандартного значения $\delta^{30}\text{Si} = -0,33 \pm 0,12 \text{‰}$. Для обычных и углистых хондритов значение $\delta^{30}\text{Si} = -0,48 \pm 0,14 \text{‰}$, и еще большее отклонение для энстатитовых хондритов, для которых $\delta^{30}\text{Si} = -0,70 \text{‰}$. Только для редкого (около 30 образцов в коллекциях) типа ахондритов — ангритов метабазитового состава (*Mittlefehldt, 2007*) $\delta^{30}\text{Si} = -0,2 \text{‰}$ превосходит соответствующее значение для стандарта. Возраст ангритов, измеренный Pb-Pb и Sm-Nd методами, составляет 4,53 млрд лет и 4,56 млрд лет соответственно, т. е. близок к возрасту Земли (*Jagouts et al., 2002*). Окончательный набор компонентов для протоземли, согласно работе (*Fitoussi et al., 2016*), выглядит следующим образом: 50 % — ангриты, 8 % — CI, 32 % — H, 10 % — CV. Вероятно, в дальнейшем этот состав будет уточняться, но преимущество ангритов и, возможно, других типов ахондритов будет сохранено. Именно эти типы метеоритов образовались при разрушении трансформированных планетезималей, из которых преимущественно образовалась протоземля. Однако эти планетезимали в процессе своей эволюции должны были потерять обогащенный компонент. Обсуждаются следующие гипотезы потери этого компонента: эксклюзивный вулканизм на планетезималах (*Warren, 2008*) или коллизионная эрозия, т. е. импактное удаление обогащенной коры (*O'Neil, Palme, 2008*).

Ахондритовая модель находит поддержку при рассмотрении изотопных данных для благородных газов (*Левский, 1995; Cartwright et al., 2014*), которые распадаются на две группы: «хондритовую», близкую по величине отношений ${}^{36}\text{Ar}/{}^{132}\text{Xe}$ и ${}^{84}\text{Kr}/{}^{132}\text{Xe}$ к солнечной распространенности, и «ахондритовую», фракционированную, отвечающую трансформированным метеоритам, в том числе ангритам и другим ахондритам, а также планетам земной группы — Марсу и, вероятно, Венере.

Возможно, последняя точка в проблеме выбора между хондритовой и ахондритовой моделями будет поставлена после получения результатов измерения потока геонейтрино (точнее, антинейтрино), сопровождающего распад промежуточных изотопов в урановой и ториевой цепочках распада (*Dye, 2010; Javoy, Kaminski, 2014*), поскольку величина потока соответствует глобальной концентрации урана и тория для Земли, разумеется, если чувствительность и точность нейтринных детекторов будет достаточно высокой для этого.

1.2 НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ АРХЕЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА

За последние два десятилетия накопленный фактический материал по геологическому строению, составу и эволюции архейских комплексов все чаще подвергается систематизации и осмыслению в рамках различного рода эволюционных, параметрических, реологических и геодинамических моделей, причем большинство из них базируется на парадигме тектоники литосферных плит. Примечательно, что в целом такого рода модельные интерпретации существенно отличаются от ортодоксальных дискуссий «мобилистов» и «фиксистов» конца XX в. и сводятся к проблеме сочетания плюм и плейт тектоники, потому что «горизонтальные» перемещения континентальных масс в докембрии очевидны и не оспариваются, так же как и участие мантийных плюмов в формировании раннедокембрийской литосферы.

1.2.1 Общие проблемы геодинамики ранних стадий развития Земли

В настоящее время для фанерозойской стадии развития Земли установлено, что преобладающий объем продуктов магматической активности, в виде огромных масс известково-щелочных вулканоплутонических комплексов, сосредоточен на активных границах литосферных плит в субдукционно-аккреционных конвергентных геодинамических обстановках. Во многом это определило представления об «андезитовом» составе континентальной коры Земли (*Rudnick, Gao, 2003; Tatsumi, Sato, Kodaira, 2015*) и, соответственно, ее уникальность относительно других планет земной группы, имеющих базальтовый состав коры (*Taylor, McLennan, 2009*). В то же время не менее 30 % новой континентальной коры в фанерозое связано с формированием так называемых LIP («гигантских изверженных провинций» континентальных траппов и океанических плато) (*Foulger, 2010*).

В раннем докембрии геодинамические режимы, аналогичные фанерозойским, предполагаются с различного рода исключениями и особенностями, связанными со спецификой термического состояния мантии и геодинамического развития литосферы на ранних стадиях развития Земли. В последнее время появляется все больше геодинамических моделей, сочетающих, в крайне небольших сегментах раннедокембрийской литосферы, «плюм» и «плейт-тектонические» режимы ее формирования. Однако существуют и не менее аргументированные модели, основанные на «плюмовой геодинамике» и постулирующие возникновение плитной литосферной тектоники лишь в протерозое (*Van Kranendonk, 2010; Van Kranendonk et al., 2007; Condie, 2001; Bédard, 2013*).

Следует подчеркнуть, что проблема происхождения и эволюции древней коры в целом традиционно рассматривается на примере гранит-зеленокаменных областей древних кратонов, где эти образования занимают более 80% их площади. Развитие зеленокаменных поясов, как одного из главных типов архейских кратогенов, охватывает огромный промежуток времени (3,55–2,65 млрд лет), равный четверти всей геологической истории Земли. За время изучения архейских гранит-зеленокаменных областей (ГЗО) представления об их тектонической и геодинамической природе эволюционировали от отрицания существования в архее слабо метаморфизованных вулканогенно-осадочных комплексов до реконструкции для ряда кратонов, в том числе и Фенно-Карельской области Фенноскандинавского щита, режимов «взаимодействия мантийно-плюмовых структур с субдукционными зонами, приведшего к эпизодам нестационарной субдукции с детачментом слэба, миграцией желоба, раскрытию короткоживущих океанических бассейнов и их последующим поглощением» (*Щипанский, 2008*). В последнем десятилетии произошел лавинообразный скачок не только в количестве фактического материала, но и в разнообразии геодинамических моделей развития как отдельных зеленокаменных поясов (ЗКП), так и древних кратонов в целом, что нашло отражение в ряде обобщающих работ (например, *Condie et al., 2005*). В то же время, несмотря на несомненные успехи в изучении архейских ЗКП, расшифровка их природы будет находиться в области гипотез и геодинамических «спекуляций» (от франц. «speculer» — размышлять) до тех пор, пока не будет принципиально решен целый ряд теоретических проблем общей динамики Земли и сравнительной планетологии. К таким нерешенным проблемам можно отнести вопросы природы и динамики мантийной конвекции в раннем докембрии (термальной или химической, многоуровневой, зональной, ячеистой, турбулентной и т. д.), времени обособления ядра планеты, возникновения нижней коры древних кратонов и их мантийных «келей», появления на планете кислородной атмосферы и океанической гидросферы.

К фактам, имеющим принципиальное значение для понимания геодинамической природы архейских ЗКП, следует отнести существование высокого геотермического градиента в архее, связанного с большей скоростью теплогенерации на ранних стадиях развития Земли. Эти причины определили и высокую температуру архейской верхней мантии, превышающую современную на 200–300 °С (*Richter, 1988; Herzberg, 1995*), и, как следствие этого, формирование мощной (более 30 км) океанической коры с высокой плавучестью, препятствующей ее субдукции.

Важнейшими фактами для понимания и реконструкции ранней истории Земли являются находки древнейших детритовых цирконов (4,4–4,2

млрд лет) в кварцевых конгломератах Джек Хиллс (Зап. Австралия) с высокими содержаниями тяжелого изотопа кислорода $\delta^{18}\text{O} \sim -6-7,5 \text{ ‰}$, $\epsilon\text{Hf}_{\text{ср}}-5$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} \sim 0,020$ (Wilde et al., 2001; Bell et al., 2011), свидетельствующими о гранитоидном составе хадейских пород в области размыва. Однако в целом происхождение ранней земной коры до сих пор лежит в области теоретических дискуссий, потому что даже реликтов Хадейского прото-континента «Компстона» пока не найдено, в том числе по причине интенсивной метеоритной бомбардировки планет земной группы в интервале времени от 4,5 до 4 млрд лет, следы которой установлены по результатам дистанционного зондирования Венеры и Марса и выражены в гигантских импактных кратерах и щитовых вулканах (Hansen, 2007). Для земного архея эти события недооценены как в плане общей динамики взаимодействия геосфер, так и с точки зрения происхождения ЗКП. Факты присутствия сфурул силикатного, в т. ч. базальтового, состава и иридиевых аномалий в карбонатных и железорудных формациях неархейских ЗКП кратона Пилбара (Зап. Австралия) и в метатурбидитах ЗКП Барбертон Каарвальского кратона (Юж. Африка) (Glikson, 2007) позволяют предположить, что эти планетарные процессы могли быть причиной начала плюмовой эндогенной активности в неархейских ЗКП. Скудность наших знаний и фактических данных о ранней стадии развития Земли определяет также и широкий спектр теоретических представлений о скорости роста и объемов континентальной коры в истории Земли (рис. 1).

Эти и целый ряд других особенностей строения и состава раннедокембрийских комплексов древних щитов вынуждают многих авторов (Добрецов и др., 2001; Сорохтин, Ушаков, 1991) при палеодинамических реконструкциях архейской литосферы принимать особый стиль тектоники плит в архее, так называемую геодинамику тонких пластин («кожную», микроплитную, террейновую и пр.), что подразумевает значительно меньшие размеры и мощность литосферных плит в раннем докембрии по сравнению с фанерозоем.

1.2.2. Геологические особенности строения и геодинамического развития литосферы гранит-зеленокаменных областей эpiarхейских кратонов

Если отвлечься от общих теоретических представлений о ранней эволюции Земли и обратиться к геологическим и петролого-геохимическим фактам, то становится очевидным, что большинство современных геодинамических моделей формирования континентальной коры древних кратонов базируется на фактических данных, полученных по архейским гранит-зеленокаменным областям. Развитие этого типа архейских кратогенов охватывает огромный промежуток времени (3,55–2,65 млрд лет), равный четверти всей геологической истории Земли и в два раза больший всей фанерозойской истории развития планеты (что также следует учитывать при геодинамических реконструкциях и корреляциях с фанерозойскими процессами).

Фенноскандинавский щит является характерным примером, на котором можно продемонстрировать, насколько несовершенны наши представления о геодинамических механизмах формирования континентальной литосферы в архее. В последнее десятилетие для этого региона появилось большое количество геодинамических моделей развития архейской литосферы как отдельных структур, так более крупных ее сегментов (террейнов) и эpiarхейского кратона в целом, основанных на плейт-тектонических (субдукционно-аккреционно-коллизионных) механизмах формирования континентальной коры (Миц и др., 1996; Gaal, Gorbatshev, 1987; Puchtel et al., 1998; Светов, 2005; Слабунов, 2008; Кожевников, 2000; Щупанский, 2008; 2012).

В схематическом виде на рис. 2 показаны главные элементы этих моделей ювенильного корообразования (от 3,0 до 2,6 млрд лет) Фенноскандинавского щита, связанных с формированием архейских зеленокаменных поясов. Следует подчеркнуть, что все исследователи этого региона признают существование на Фенноскандинавском щите древней (3,2–3,7 млрд лет) «до зеленокаменной» сиалической континентальной коры (Водлозерский блок юго-восточной Карелии 3,2–3,4 млрд лет, гнейсы Сиуруа с 3,5–3,7

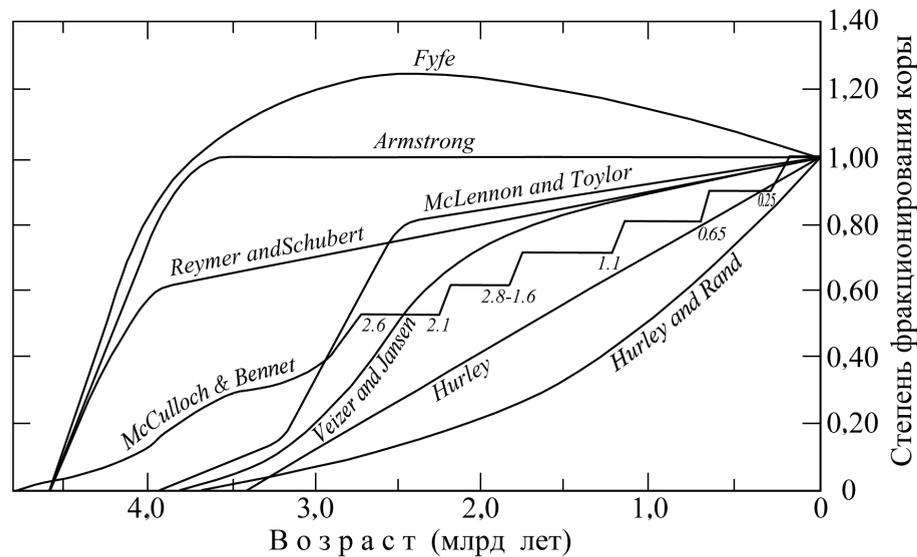


Рис. 1. Модели роста континентальной коры (Armstrong, 1981; Fyfe, 1978; Hongo 2004; Hurley, 1968; McCulloch, Bennett, 1994; Taylor, McLennan, 1995; Veizer, Jansen, 1979)

млрд лет, породы ТТГ серии Койтелайнен и Варпайсьярви в Финляндии 3,1–3,2 млрд лет (Paavola, 1986; Kroöner, Compston, 1990; Mutanen, Nuhma, 2003; Лобач-Жученко и др., 2005; Nuhma et al, 2012a) и целый ряд определенных мезо- и палеоархейского возраста детритовых и протолитовых цирконов из Южной Финляндии и Карелии и Кольского полуострова (Bridgwater et al., 2001; Мыскова и др., 2005; Кожевников и др., 2010), принимаемых в этих моделях в качестве микроконтинентов.

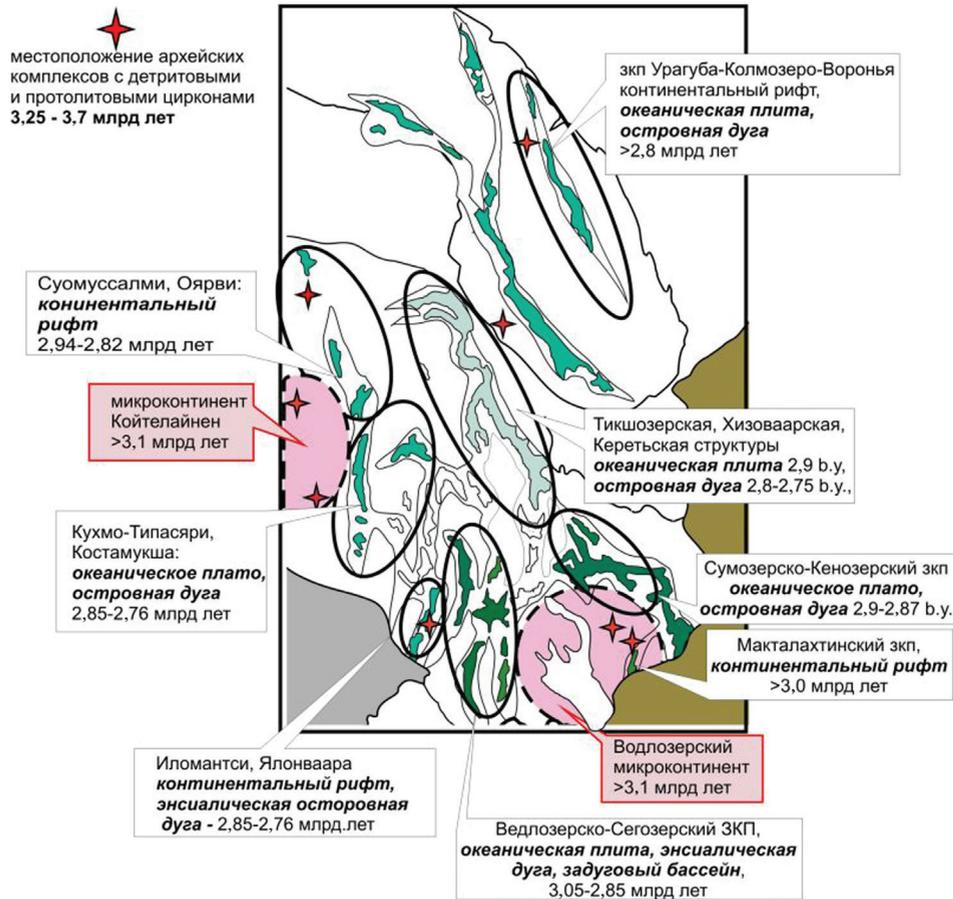


Рис. 2. Схема пространственного расположения моделей палеогеодинамических режимов в архее Фенноскандинавского щита по различным авторам (Лобач-Жученко и др., 2005; Mutanen, Nuhma, 2003; Paavola, 1986; Kroöner, Compston, 1990; Nuhma et al., 2012a; Кожевников, 2000; Щипанский, 2008; 2012; Миц и др., 1996; Светов, 2005; Слабунов, 2008; Puchtel et al., 1998; 1999; Gaal, Gorbatshev, 1997). Звездочки — местоположение архейских комплексов с детритовыми и протолитовыми цирконами с возрастом 3,2–3,7 млрд лет (Кожевников и др., 2010; Мыскова и др., 2005; Bridgwater et al., 2001; Nuhma et al., 2012a)

При рассмотрении вероятных масштабов реконструируемых микроконтинентов, микроплит и зоны их конвергенций в архее Фенноскандинавского щита в структуре суперконтинента Кенорленд и сопоставлении линейных масштабов модельных архейских литосферных плит с современным строением литосферы становится понятным появление термина «микроплитная геодинамика» (рис. 3), а для Фенно-Карельской области такой стиль геодинамических процессов называется «нано»-плитная. Однако такая архитектура коры в архее несомненно должна быть обусловлена особой геометрией и динамикой мантийной конвекции, в частности мелкочаеистой двухуровневой конвекцией. В свою очередь такая мантийная геодинамика не может обусловить ту изотопно-геохимическую гетерогенность, которая фиксируется по составу коматиит-толеитовых серий архея (Вревский и др., 2003; Condie, 2005).

Таким образом, существующие несовершенные теоретические представления о термическом состоянии Земли в архее и «микроплитные» геодинамические представления об эволюции ювенильной континентальной коры древних щитов во многом ограничивают прямые аналогии архейской геодинамики и тектоники с субдукционно-аккреционными режимами коробразования в фанерозе.

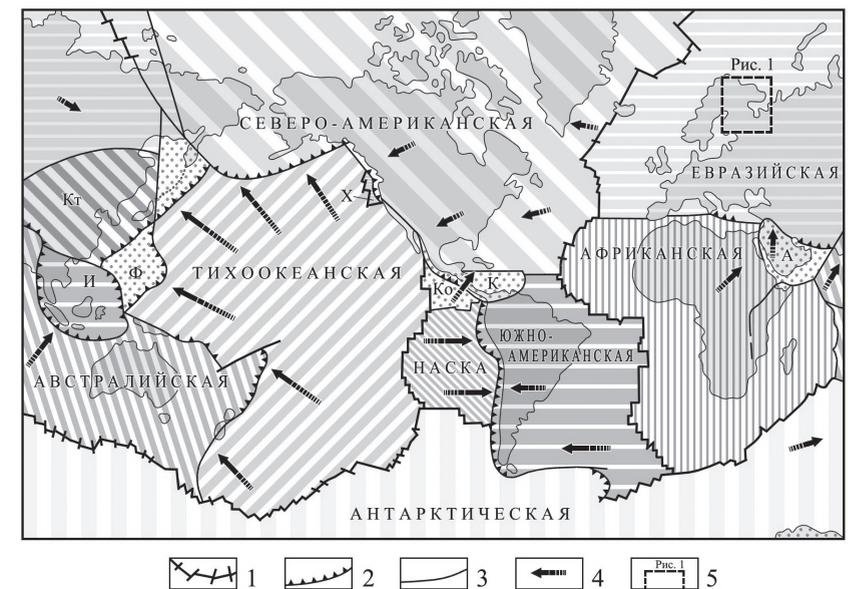


Рис. 3. Конфигурация литосферных плит Земли (Foulger, 2010): 1 — дивергентные границы плит (оси спрединга), 2 — конвергентные границы (зоны спрединга), 3 — трансформные разломы и прочие границы, 4 — векторы движений литосферных плит, 5 — архейские литосферные плиты Фенноскандинавского щита на рис. 1

Огромное количество геологических, геохимических и изотопно-геохронологических данных для архейских ЗКП, в том числе и Фенноскандинавского щита, часто используется и интерпретируется авторами в зависимости от их геодинамического «вероисповедания». Например, постулируются такие утверждения, как: «глобальное распространение коматиитов сильно преувеличено», «частотный минимум развития андезитов преуменьшен» или «архейские порфиновые анортозиты формировались в океанических обстановках, т. к. ассоциируют с зеленокаменными поясами» (*Щипанский, 2008; Слабунов, 2008; Розен и др., 2008*). Увлечение актуалистическими геодинамическими «спекуляциями» приводит иногда к парадоксальным результатам. Так, например, для сегмента континентальной литосферы, отвечающего Беломорско-Лапландскому террейну (поясу, области, домену) в его современных контурах, реконструируется три этапа субдукционно-аккреционно-коллизионного развития: неоархейская (2,9–2,6 млрд лет) пологая субдукция мощной (25–30 км) и «горячей» океанической коры с ее эклогитизацией и последующей эксгумацией, палеопротерозойский этап раскрытия Лапландско-Кольского океана (2,5–2,0 млрд лет) (*Балаганский и др., 1998*) и свекофеннский (1,95–1,8 млрд лет) субдукционно-коллизионный этап «островодужного» формирования континентальной коры (*Слабунов, 2008; Балаганский и др., 1998*). Такие геодинамические сценарии не находят аналогов как в фанерозих, так и в современных корообразующих обстановках.

К очевидным фактам, определяющим специфику геодинамического развития ЗКП и формирования континентальной литосферы древних кратонов, можно отнести следующее:

- пространственная и временная непрерывность развития ЗКП и тоналит-гранодиоритовых комплексов (ТТГ) на огромном отрезке геологического времени (4,0–2,65 млрд лет);
- существование, по крайней мере, трех возрастных групп (периодов) формирования ЗКП (3,55–3,1, 3,0–2,85 и 2,8–2,65 млрд лет), при том что наиболее древняя возрастная группа развита преимущественно в кратонах Гондванских материков (Каапвальский, Пилбара, Дхарвар);
- примеры разновозрастного заложения ЗКП на сиалическом основании с конгломератами и корами химического выветривания в основании разреза;
- присутствие комплексов пород, более не повторяющихся в геологической истории («ультраосновные» коматииты, порфировидные автономные анортозиты, строматолиты, полосчатые железно- и марганцеворудные формации, баритовые эвапориты);
- изотопно-геохимическая неоднородность мантийных источников архейских коматиит-толеитовых и ТТГ ассоциаций;

- мелководные (со строматолитами и эвапоритами) и глубоководные бассейны осадконакопления континентального и шельфового типа, осадконакопление речных и прибрежно-морских обстановок;
- вулканизм подводного, субаэрального и аэрального излияния трещинного и центрального типов, пирокластический вулканизм;
- металлогенический облик ЗКП определяется целым рядом месторождений, в том числе гигантскими (сульфидные Cu-Ni (Co) руды коматиитов, Cr, Ti (V) и PGE расслоенных интрузий, колчеданные месторождения Zn и Cu, Fe- и Mn джеспилиты, мезотермальное Au, гиганты — Au-U (протохолол Витватерсранд), сурьмяный гигант Мурчисон Рейндж, Li и редкометалльные пегматиты). Такая металлогеническая специализация архейских ЗКП не только коренным образом отличается от рудоносности островодужных и океанических комплексов фанерозоя, но и принципиально не повторяется в геологической истории начиная с палеопротерозоя.

Кроме того, следует учитывать, что нам доступны для изучения лишь фрагменты, корневые части ЗКП после их денудации, эрозии и эндогенных преобразований, уничтожившие более 10 км мощности возможно единого и латерально-обширного вулканогенно-осадочного комплекса. Для целого ряда наиболее хорошо сохранившихся неоархейских ЗКП Зимбабвийского кратона (пояса Белингве и Булавайо) и кратона Йлгарн, палеоархейских ЗКП кратона Пилбара (Варавуна) получен значительный объем геологических, формационных, геохронологических и изотопно-геохимических данных, которые вынуждают ряд авторов синтезировать их природу в рамках классической модели энсиалических рифтогенных структур (например, *Van Kranendonk et al., 2007*).

1.2.3. Петрологические и изотопно-геохимические ограничения субдукционно-аккреционных моделей формирования континентальной коры в архее

На фоне многообразных теоретических и модельных геодинамических представлений о ранних стадиях термической и изотопно-геохимической эволюции Земли, образовании первичной коры и ее дальнейшей эволюции, большинство современных геодинамических моделей формирования архейской литосферы базируется на актуалистическом принципе, основанном на представлениях о прямой связи «индикаторных геохимических особенностей» магматических комплексов (коматиитов, базальтов, анортозитов и андезитовидов, ТТГ серий) только с определенными надсубдукционными геодинамическими режимами фанерозоя. В этой связи необходимо обратиться к анализу петрологических процессов, которые могут

объяснить конвергентность происхождения тех или иных магматических комплексов. Разные расплавы могут генерироваться из одного источника при разных РТ параметрах, и сходные по геохимическому составу расплавы могут возникать при плавлении разнородных источников (рис. 4).

В принципе субдукционно-аккреционные модели формирования архейской ювенильной континентальной коры базируются на трех главных актуалистических допущениях:

— *коматиит-толеитовые ассоциации* представляют собой фрагменты океанической коры (и или океанических плато);

— *базальт-андезитовые-дацитовые ассоциации* с геохимическими признаками адакитов, бонинитов и т. п. являются продуктами магмогенерации в различного типа надсубдукционных обстановках, подразумевая в том числе коматиит-толеитовые комплексы в качестве источников;

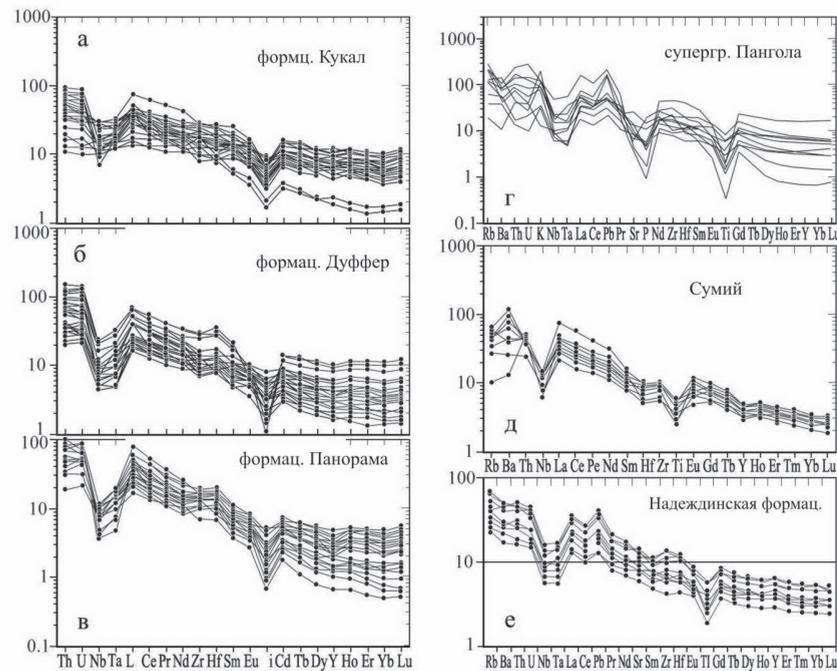


Рис. 4. Нормированные к хондриту (McDonough, Sun, 1995) содержания редких и редкоземельных элементов в вулканогенных комплексах некоторых энсиалических раннедокембрийских структур.

а, б, в — группа Варвавуна (3,5–3,4 млрд лет), кратон Пилбара, Зап. Австралия (а — формация «Coonterunah», б — формация «Duffer», в — формация «Panorama» (Van Kranendonk et al., 2007); г — супергруппа Пангола (2,98–2,95 млрд лет), кратон Каапваль, Юж. Африка (Mukasa et al., 2013); д — сумийские (2,45–2,4 млрд лет) андезитобазальты Семноскандинавской структуры, Фенноскандинавский щит (Онежская..., 2011)

— *ТТГ серии* как результат плавления полого субдуцирующих океанических метабазальтов, тождественных по составу толеитовым метабазальтами зеленокаменных поясов.

Такие прямые аналогии, связывающие особенности изотопно-геохимического состава архейских комплексов с фанерозойскими геодинамическими режимами, вызывают целый ряд возражений и альтернативных петрологических объяснений, кратко сформулированные ниже.

Толеитовые базальты (ТН) архейских ЗКП во многих геодинамических моделях рассматриваются в качестве аналогов N-MORB, которые по своему петрогенезису являются малоглубинными производными плавления деплетированной мантии (DM). Однако в большинстве ЗКП, ТН представляют собой результат глубинной дифференциации первичных коматиитовых расплавов или плавления глубинного мантийного источника типа DM или FOZO (Sossi et al., 2016; Condie, 2001; Арестова, 2008). Коматииты являются продуктами разноглубинного плюмового плавления гетерогенной верхней мантии (Вревский и др., 2003) и иногда несут признаки контаминации коровым веществом (Arndt, 1994; Вревский, 2018). Присутствие в ряде ЗКП силлов порфириовидных «автономных» анортозитов также является весьма характерной чертой ряда ЗКП, что в петрологическом аспекте означает фракционирование основного плагиоклаза из базальтового расплава в условиях существования литосферы с мощностью не менее 22–25 км.

При идентификации субдукционно-аккреционных конвергентных геодинамических режимов развития архейских ЗКП ключевыми признаками являются вулканогенные ассоциации с андезитоидами (в т. ч. адакитами, бонинитами, баяитами), обладающими некоторыми «индикаторными геохимическими метками» (Ta/Nb, Nb/Y, Zr/Y, Mg[#] и др.) этих режимов (Martin et al., 2005). Главным и часто единственным критерием выделения адакитовых и бонинитовых серий в архейских комплексах, в том числе и Фенноскандинавского эпиархейского кратона, являются низкие концентрации высокозарядных некогерентных элементов (Nb, Ta и Ti) и отрицательные аномалии этих элементов на спайдерграммах. Уже традиционно эти аномалии объясняются для первичных островодужных расплавов унаследованностью низких Ta/Nb и Nb/Th отношений из субдуцируемых океанических осадков или концентрацией Nb и Ta в реститовом рутиле или сфене при плавлении эклогитизированных (выше устойчивости плагиоклаза) пород «слэба» или «мантийного клина» (Walter, 2005; Turner, 2002).

На фоне еще крайне бедной изотопно-геохимической (Sm-Nd, Re-Os) систематики архейских андезитов Фенноскандинавского щита, жесткая геодинамическая привязка их геохимических параметров к пологой горячей субдукции и/или плавлению мантийного клина не может быть

универсальной. Подобные геохимические особенности свойственны андезитам как из палеоархейских интракратонных структур (Варавуна, кратон Пилбара) (*Van Kranendonk et al.*, 2007), Пангола, Южная Африка (*Mukasa et al.*, 2013), так и палеопротерозойских внутрикратонных рифтов (сумийские вулканогенные комплексы Фенноскандинавского щита) (Онежская..., 2001) (рис. 3). Более того, такие индикаторные «субдукционные» геохимические «метки», как отрицательные аномалии Nb и Ti, характерны для пермских трапповых базальтов ($Nb = 2-15$ г/т, $Ti = 1000-2500$ г/т) (*Reichow et al.*, 2005).

«Индикаторный» критерий Nb и Ta аномалий для идентификации надсубдукционного петрогенезиса магматических комплексов обладает конвергентностью, т. к. может свидетельствовать и о «плюмовом» происхождении расплавов при плавлении мантийного перидотита в условиях высоких давлений ($P \sim 24$ GPa). В этих условиях перовскит становится главной ликвидусной фазой и, обладая высокими KD с Nb, Ta, Zr, Hf и низкими KD с легкими лантаноидами, определяет обогащение расплавов (например, коматиитовых) лантаноидами и обеднение Nb, Ta, Zr и Hf (*Drake et al.*, 1993).

Экспериментальные исследования петрогенезиса пород среднего состава (высокомагнезиальных андезитов, адакитов различных типов, бонинитов, баяитов, истандитов) показали, что расплавы с содержанием $SiO_2 > 54$ % могут иметь различный петрогенезис и, соответственно, контрастную геодинамическую природу (см. обзоры: *Green*, 2015; *Annen et al.*, 2006):

- 1) умереннобарическая (до 20 кбар) фракционная кристаллизация ($Pl+Amf+TiMag$; $Pl+Cpx+Ol+TiMag$) глиноземистых базальтов в условиях высокой фугитивности кислорода или повышенного давления воды;
- 2) плавление водосодержащего (> 1 %) перидотита верхней мантии при $30 > P > 10$ кбар $T = 950-1200$ °C с образованием бонинитовых, адакитовых, санукитоидных, баяитовых магм, в том числе в условиях плавления «реститового перидотита», как мантийного клина над субдуцирующей океанической плитой, так и континентальной литосферной мантии;
- 3) частичное (50–60 %) плавление в сухих условиях кварцевых эклогитов и гранатовых гранулитов — плавление субдуцирующего слэба в соответствующих РТμ условиях и в равновесии с гранатсодержащим реститом;
- 4) контаминация и ассимиляция базальтовых расплавов сиалическим веществом коры — широкий спектр геодинамических механизмов.

Таким образом, в петрологическом аспекте происхождение известково-щелочных магматических серий и, в частности, андезитовых расплавов

в мантийных условиях, в общем случае, связано с водо- и флюидонасыщенностью их источников, что в субдукционных геодинамических моделях реализуется за счет вовлечения гидратированных толеитовых базальтов и океанических осадков «слэба» в разноглубинные зоны островодужной магмогенерации. В то же время не вызывает сомнения изотопно-геохимическая гетерогенность мантии в архее, в том числе и в отношении газовой флюидной фазы как наиболее некогерентной составляющей мантийного вещества. Вывод об относительно высоком содержании воды в молодых плюмовых мантийных источниках следует из состава газовой флюидной фазы в базальтах Исландии (*Nichols et al.*, 2002), для которых выявлена латеральная гетерогенность мантийного плюма с вариациями содержания H_2O от 0,1 до 1,5 %, и из данных по меймечитам Сибирской трапповой провинции, с расплавленными микровключениями содержащими около 1,5 % H_2O , а в их исходном мантийном перидотитовом субстрате — 3–5 % H_2O (*Рябчиков и др.*, 2002). Для раннего докембрия свидетельствами гидратированного характера верхней мантии и флюидонасыщенности мантийных расплавов являются находки магматического Fe-Ti-керсутита в архейских коматиитах пояса Абитиби (*Stone et al.*, 1997) и палеопротерозойских пикритах Печенгской структуры (*Смолькин*, 1992), высокое содержание воды ($0,6 \pm 0,1$ вес. %) в оливине из коматиитов зеленокаменного пояса Абитиби и, соответственно, в их исходном расплаве и его мантийном источнике (*Sobolev et al.*, 2016; *Inoue et al.*, 2000), а также миндалекаменные структуры в геохимически неконтаминированных коматиитах и высокомагнезиальных базальтах архейских зеленокаменных структур Кухмо и Типасъярви Восточной Финляндии (*Maier et al.*, 2013) и Дарварских ЗКП кратона Карнатака Юж. Индии (*Вревский и др.*, 1996).

Кроме того, в последние годы в связи с обнаружением ионов OH^- и молекул кристаллогидратной H_2O , различающихся по энергии водородной связи, в «нормативно безводных» минералах ($Ol = 140-1140$ г/т, $Cpx = 85-870$ г/т, $Opx = 40-1100$ г/т, $Grt = 200-400$ г/т) из ксенолитов континентальной сублитосферной мантии (гранатовые и шпинелевые лерцолиты) водный бюджет примитивной и деплетированной мантии оценивается в 1160 г/т и 250 г/т соответственно. Структурно связанная вода в этих минералах перидотитов сохраняется в интервале температур 1100–1550 и давлении 32–53 кбар (до 150–160 км). В высокобарических модификациях оливина (вадслеите и рингвудите) по экспериментальным данным содержание воды достигает 2,5–3,5 вес. %, а в ферроперовските от 2212 до 4000 г/т. Эти эксперименты предполагают, что в нижней мантии может содержаться до 2100 г/т H_2O , что при интеграции на всю массу нижней мантии дает резервуар в 5 раз больший, чем все современные океаны (*Murakami et al.*, 2002;

Inoue et al., 1998). Таким образом, существует достаточное количество петрологических данных для магматических производных мантийных плюмов различного возраста и геодинамической принадлежности, свидетельствующих о гидратированном характере перидотитового вещества верхней мантии с содержанием воды в количестве, достаточном для петрогенезиса андезитовых и генетически связанных с ними более кислых расплавов на глубинах до 160 км при высокой фугитивности кислорода.

1.2.4. Геодинамическая природа тоналит-грандьемит-гранодиоритовых (ТТГ) ассоциаций

Обсуждая проблемы геодинамической эволюции архейской литосферы, нельзя не коснуться ее важнейшей составляющей — тоналит-грандьемит-гранодиоритовых (ТТГ) ассоциации, которые, по геофизическим данным, на 90–100 % слагают среднюю часть коры древних кратонов, в том числе и Фенноскандинавского щита, что определяет стабильность (плавучесть) континентальной литосферы (Трубицин, 2000). К настоящему времени предложено несколько геодинамических моделей образования пород ТТГ серии. Наиболее популярной является модель плавления субдуцирующих океанических метабазальтов (Martin et al., 2005; Campbell, 2003; Drummond, Defant, 1990), причем их состав обычно отождествляется с толеитовыми метабазальтами зеленокаменных поясов. Варианты этой модели связаны с представлениями о плавлении вещества мантийного клина благодаря флюидам, образующимся при дегидратации субдуцирующей океанической литосферной плиты, или смешением производных плавления слэба с расплавами, генерированными из мантийного клина. В качестве аргументации таких моделей обычно приводятся данные о подобию ряда изотопно-геохимических характеристик ТТГ серий фанерозойским адакитовым, бонинитовым и баяитовым вулканическим сериям (Martin et al., 2005). Если для известково-щелочных вулканических серий некоторых неоархейских зеленокаменных поясов такие геодинамические модели во многом геохимически допустимы, то для ТТГ ассоциаций надсубдукционные режимы петрогенезиса имеют ряд принципиальных ограничений. Прежде всего, таким ограничением является отсутствие временной взаимосвязи ТТГ ассоциаций с магматизмом зеленокаменных поясов, что подразумевает иной, нежели толеиты этих поясов, протолит первичных расплавов ТТГ.

Особенностями состава пород ТТГ серии являются: 1) преобладание тоналитов (60–70 %) над грандьемитами, подчиненное количество гранодиоритов; 2) их лейкократовость. Преобладание в составе серии лейкократовых пород очевидно при сравнении с составами фанерозойских

плагиигранитов. Сравнение архейских ТТГ с вулканитами островных дуг и окраин континентов также показывает, что первые являются значительно более кремнеземистыми (рис. 5). На рис. 5 также видно их отличие по содержанию SiO_2 от кайнозойских адакитов, которые некоторыми исследователями рассматриваются в качестве аналогов архейских ТТГ и привлекаются для подтверждения субдукционной природы тоналитов.

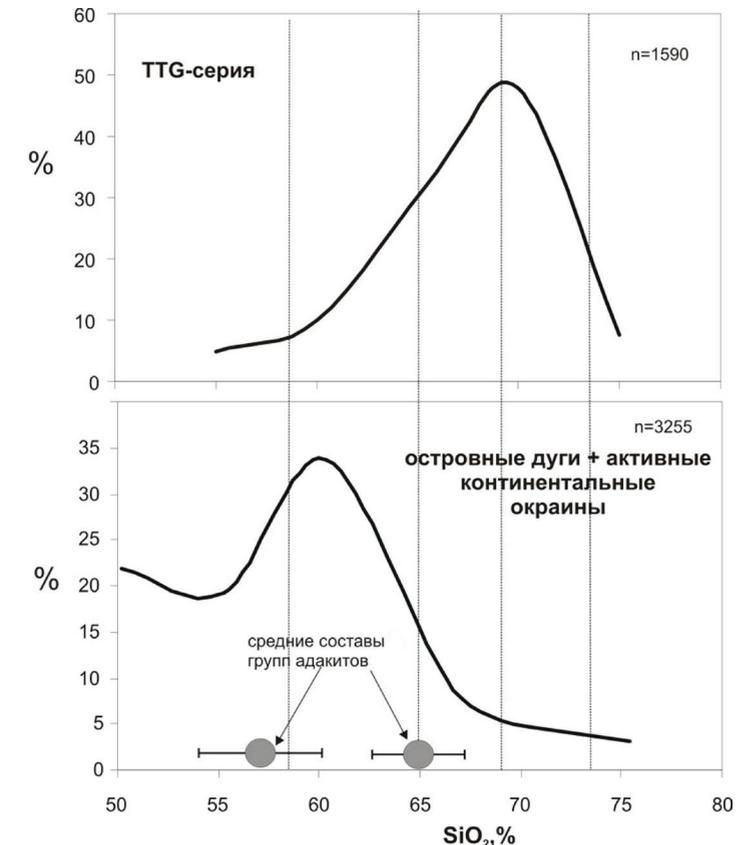


Рис. 5. Сравнение кремнекислотности архейских ТТГ серий (А) и составов фанерозойских вулканитов, образованных на конвергентных границах плит: островных дугах и активных окраинах (Б), n — число использованных анализов

К настоящему времени накоплен большой объем новой информации об изотопном составе Nd в породах ТТГ серии, в том числе и для Фенноскандинавского щита. Анализ распределения модельных возрастов $T_{\text{Nd-DM}}$ позволяет отметить следующие особенности (Вревский и др., 2010). Значительный временной интервал между временем кристаллизации пород ТТГ ассоциаций и их Sm-Nd модельным возрастом (рис. 6) подразумевает выплавление значительной части ТТГ из источника с длительной изотопной

предысторией, что является существенным ограничением для применения модели их образования за счет плавления базальтов океанической коры в зонах «горячей» и пологой субдукции.

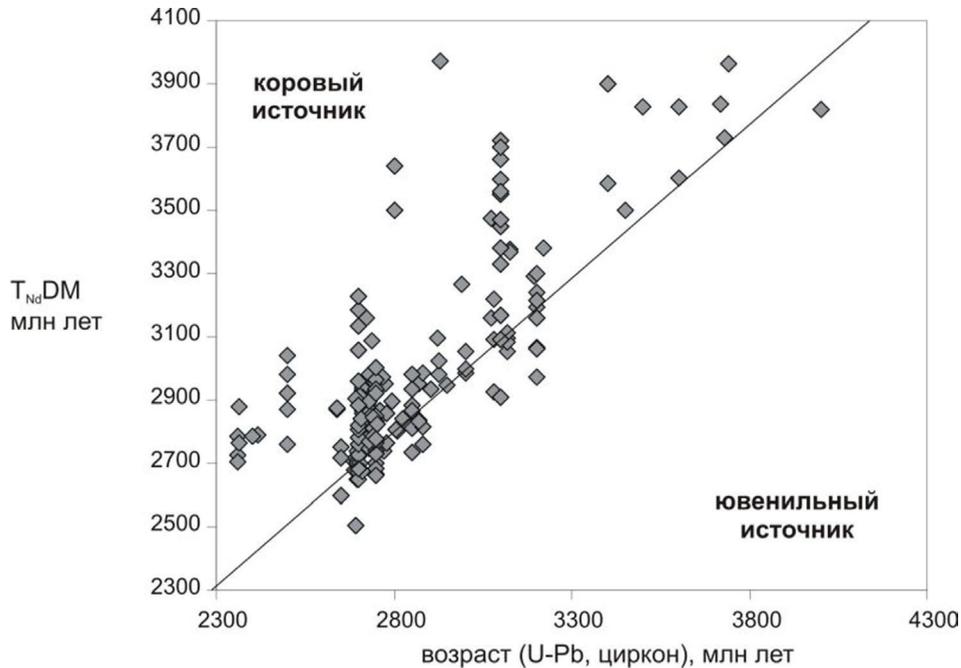


Рис. 6. Диаграмма T_{DM}^{Nd} — возраст для архейских пород ТТГ серии кратонов мира: 1 — Канадского, 2 — Фенноскандинавского, 3 — Зап.-Австралийского; 4 — другие регионы (Drummond, Defant, 1990)

1.2.5. Заключение

Таким образом, кратко рассмотренные выше общие проблемы геодинамики архея и конвергентность петролого-геодинамической интерпретации изотопно-геохимических особенностей состава породных ассоциаций архейских гранит-зеленокаменных областей, прежде всего, свидетельствуют, что современный уровень их изученности, в том числе на Фенноскандинавском щите, не позволяет обобщить существующие данные в виде каких-либо адекватных геодинамических моделей формирования континентальной литосферы на протяжении четверти геологической истории развития Земли. Однако, рассматривая ЗКП в целом, как геодинамическую системную единицу, можно констатировать, что она является интегрированным прообразом многих значительно более дифференцированных геодинамических режимов и обстановок протерозоя и фанерозоя.

Вероятно, для архейской стадии развития Земли не следует и противопоставлять механизмы плюм- и плейт-тектоники в формировании ювенильной континентальной коры, поскольку они являются своего рода «инь» и «янь» архейской геодинамики.

1.3. ГЕТЕРОГЕННОСТЬ СТРОЕНИЯ КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА КАК ОТРАЖЕНИЕ УСЛОВИЙ КООРДОБИРАОВАНИЯ ОТ ПАЛЕОДО НЕОАРХЕЯ

В строении архейской части Фенноскандинавского щита всегда выделялись различающиеся по строению три крупные архейские провинции: Кольско-Норвежская (гранулит-зеленокаменная область), Беломорская (Беломорский складчатый пояс) и Карельская (Карельская гранит-зеленокаменная область) (Ранний докембрий..., 2005).

Геохронологические и изотопно-геохимические исследования последних десятилетий показали, что наиболее полно архейские образования и, соответственно, процессы представлены в Карельской провинции, где они имели место в возрастном диапазоне от 3240 до 2650 млн лет (Чекулаев и др., 2009а; Ранний докембрий..., 2005; Арестова и др., 2015), т. е. от палеоархея почти до границы архея и палеопротерозоя. Соответственно, представляется очевидным, что Карельская провинция является наиболее информативной для изучения эволюции корообразующих эндогенных, прежде всего магматических, процессов на протяжении почти 600 млн лет.

Другой привлекательной особенностью Карельской провинции является гетерогенность ее строения, обусловленная присутствием трех крупных фрагментов (доменов или субпровинций), выделенных (Лобач-Жученко и др., 2000) на основании различий во времени образования слагающих их комплексов пород: Водлозерского (палео-мезоархей), Западно-Карельского (мезоархей) и Центрально-Карельского (неоархей).

Наиболее древние породы, отражающие ранние этапы корообразования, изучены в пределах Водлозерского домена. В строении Западно-Карельского домена преобладают породы, возраст которых не превышает 2850 млн лет, т. е. характеризуют корообразующие процессы «позднего» мезоархея. И, наконец, Центрально-Карельский домен сложен почти исключительно породами моложе 2800 млн лет.

Задачей данной работы является последовательное рассмотрение магматических и плутонических комплексов пород трех доменов, которое позволяет восстановить условия образования архейской коры Карельской провинции на протяжении всего архейского периода.

1.3.1. Геология Карельской провинции и основные этапы формирования магматических комплексов

Магматические комплексы Водлозерского домена

Водлозерский домен занимает юго-восточную часть Карельской провинции (рис. 7) и представляет хорошо изученный (Куликов и др., 1990; Лобач-Жученко и др., 1999; Чекулаев и др., 2002; 2009а, Арестова и др., 2012; 2015; Ранний докембрий..., 2005) фрагмент палео-мезоархейской коры, центральная часть которого сложена преимущественно породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации. В краевых частях домена располагаются зеленокаменные пояса (ЗКП), в разрезах которых преобладают метаморфизованные вулканиты коматиит-базальтовой серии и вулканиты средне-кислого состава, имеющие возраст, соответственно, около 3,0 и 2,9 млрд лет (Ранний докембрий..., 2005; Арестова и др., 2015). От других доменов Водлозерский отличается тем, что именно в пределах этого домена в значительном объеме присутствуют магматические породы с возрастом (U-Pb TIMS) более 3,1 млрд лет и модельным возрастом $t_{DM}(Nd)$ в интервале 3,3–3,4 млрд лет (рис. 8). Соответственно, здесь выделены несколько этапов формирования пород ТТГ ассоциации с содержаниями SiO_2 в интервале от 63 до 72 % и пород основного состава (Арестова и др., 2015). Средние составы пород, характеризующих разные этапы, приведены в табл. 3 и 4.

Палео- и мезоархейский магматизм Водлозерского домена

В палео- и мезоархее Водлозерского домена выделяются (Арестова и др., 2015) четыре этапа образования ТТГ пород с возрастными около 3240, 3150, 2900 и 2850 млн лет (рис. 8), три этапа основного-ультраосновного магматизма с возрастом около 3240, 3020–2920 и 2860–2840 млн лет и два этапа образования вулканитов и субвулканических пород средне-кислого состава с возрастом около 2920 и 2860–2830 млн лет. В пределах других доменов Карельской провинции породы древнее 2820 млн лет. Так, породы с возрастом до 3,5 млрд лет описаны (Mutanen, Huhma, 2003) в северо-западной (финляндской) части провинции и с возрастом около 3,1 млрд лет в Центральной Финляндии в районе Иисалми (Paavola, 1986; Huhma et al., 2012а), но здесь они образуют незначительные выходы.

Древнейшие образования Водлозерского домена, для которых установлен возраст около 3240 млн лет, представлены породами ТТГ ассоциации и породами основного состава — амфиболитами и амфиболовыми гнейсами

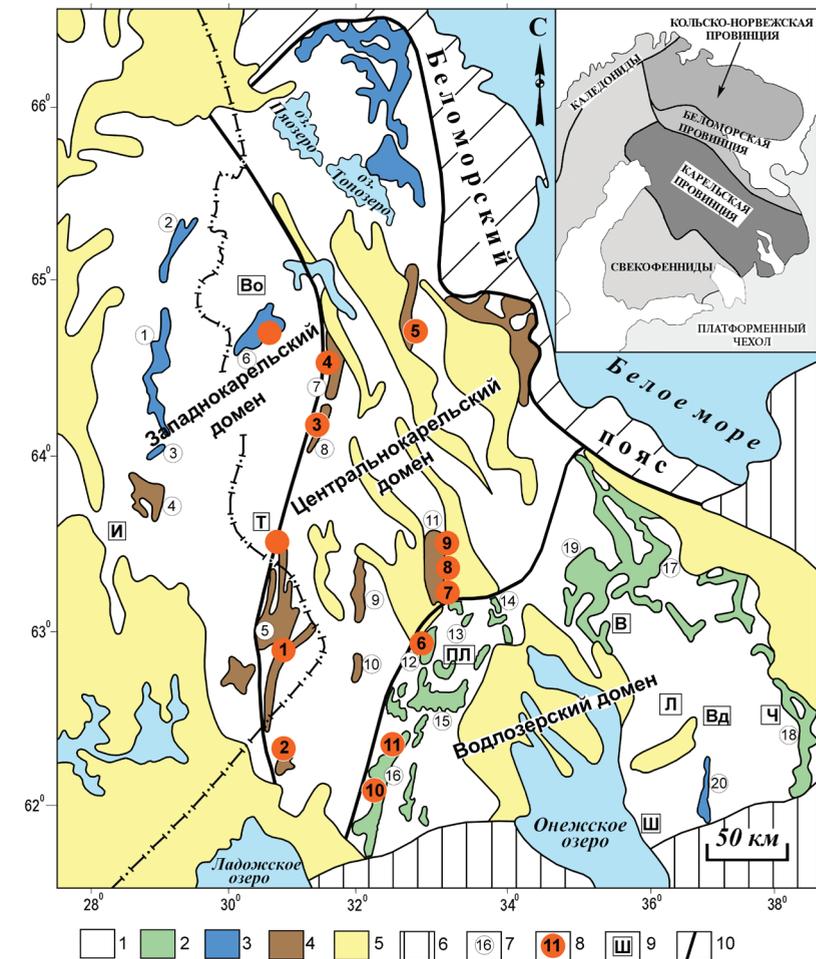


Рис. 7. Схематическая геологическая карта Карельской провинции. Составлена на основе карты В. Н. Кожевникова (2000) с упрощениями и дополнениями авторов. Условные обозначения: 1 — гранитоиды; 2–5 зеленокаменные пояса с возрастом 2,9–3,0 млрд лет (2), 2,8–2,85 млрд лет (3), около 2,75 млрд лет (4), неопределенного возраста (5). 6 — Зеленокаменные структуры (цифры в черных кружочках): 1 — Кухмо, 2 — Суомуссалми, 3 — Типасъярви, 4 — Нурмес, 5 — Иломанси, 6 — Костомукшская, 7 — Ньюкозерская, 8 — Большозерская, 9 — Гимольская, 10 — Поросозерская, 11 — Западносегозерская, 12 — Палаламбинская, 13 — Остерская, 14 — Уросозерская, 15 — Семченская, 16 — Хаутаваарская, 17 — Каменноозерская, 18 — Кенозерская, 19 — Шилосская, 20 — Маткалахтинская. Интрузии субщелочных пород (цифры в красных кружочках): 1 — Куйттила, 2 — Ялонваара, 3 — Большозеро, 4 — Нью, 5 — Хижъярви, 6 — Бергаул, 7 — Панозеро, 8 — Сяргозеро, 9 — Шаравалампи, 10 — Хаутаваара, 11 — Чалка. Районы проявления ТТГ-пород (буквы в квадратах): Л — Лайручей, В — р. Выг, Вд — р. Водла, Ш — пос. Шальский, Ч — р. Черева, Т — оз. Тулос, Во — дер. Вокнаволоок, И — Иисалми

(амфиболиты 1). ТТГ-породы присутствуют только в центральной части домена (районы р. Водлы, р. Выг, Лайручъя, р. Черева и р. Винела). Древние амфиболиты 1 изучены только в средних течениях рек Водла и Выг, где они образуют небольшие фрагменты среди ТТГ пород. Тоналит-грандьемиты (~3240 млн лет) характеризуются (табл. 4) низкими содержаниями К, Rb, Y, отношениями Rb/Sr, более высокими — Sr, Sr/Y, (La/Yb)_n, Zr/Y, отличаясь от ТТГ других этапов. Эти породы, как и ТТГ других кратонов, характеризуются варьирующими значениями ϵ_{Nd} , а их модельные возрасты (рис. 9) демонстрируют различные интервалы времени между становлением их протолита — отделением его от деплетированной мантии — и последующим плавлением с образованием расплавов ТТГ состава (Лобач-Жученко и др., 1999). Эти особенности изотопной эволюции ϵ_{Nd} исключают предположение о формировании большей части ТТГ из толеитов зеленокаменных поясов, а значения $t_{DM}(Nd)$, превышающие возраст становления ТТГ,

Время млн лет	Западнокарельский домен	Центральнокарельский домен	Водлозерский домен
2600			Базитовые дайки
2650	Гранулитовый метаморфизм	Гранулитовый метаморфизм	Гранулитовый метаморфизм
2700	Граниты	Граниты	Граниты
	Субщелочные породы	Субщелочные породы	Субщелочные породы
2750	Базиты дайки и силлы	Базиты вулканиты ЗКП	Базиты интрузии и дайки
	Метаосадки	Метаосадки + ТТГ	Метаосадки
2800	Кислые вулканиты		Кислые вулканиты
	ТТГ + базиты ЗКП		ТТГ интр. Габбро
2850			Габбро
2900			ТТГ плутон.
2950	Обломочн. Zrc	TDM/Nd	Кислые вулк.ЗКП
3000			Базиты ЗКП
3050		Обломочн. Zrc	
3100			
3150	ТТГ (протолит)		ТТГ
3200			
3250	TDM/Nd		ТТГ Амфиболиты
3300			Обломочн. Zrc
3350			
3400			TDM/Nd

Рис. 8. Схема корреляции основных комплексов архейских пород Карельской провинции

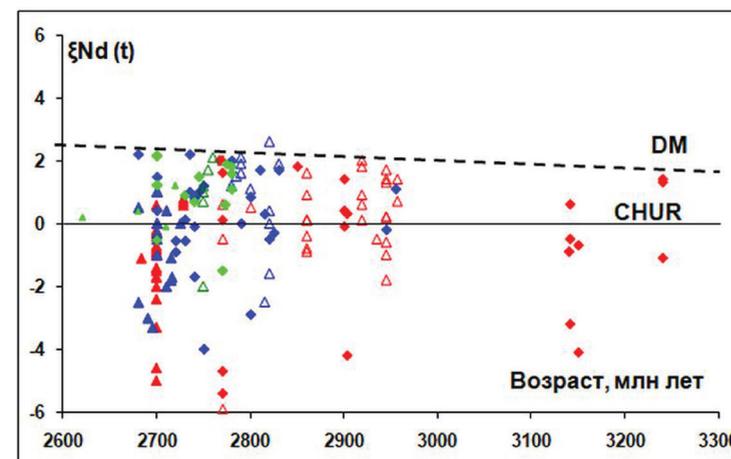
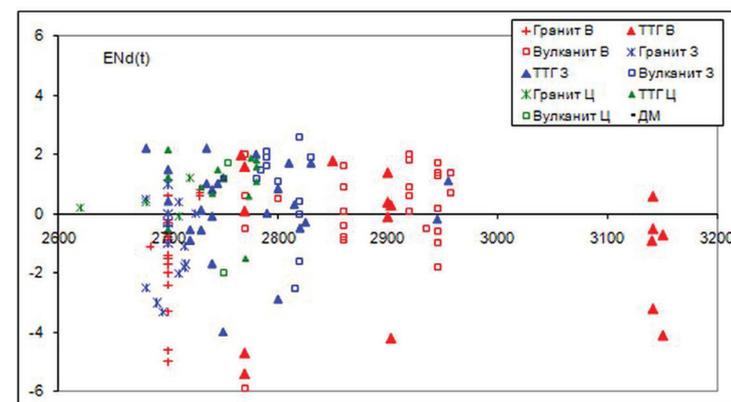
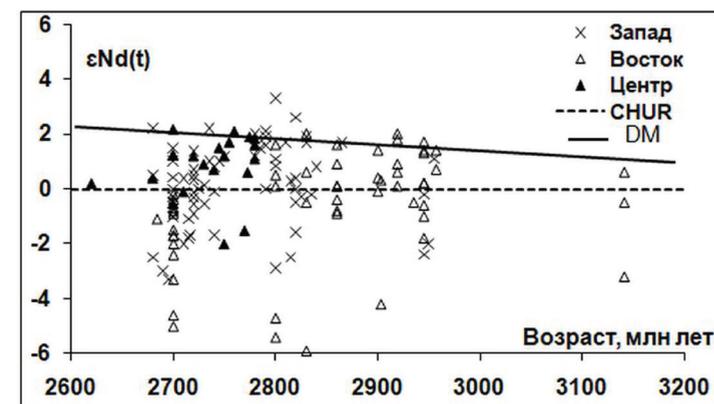


Рис. 9. Диаграмма возраст — $\epsilon_{Nd}(t)$ для пород доменов: 1 — Западно-Карельского (синие значки), 2 — Водлозерского (красные значки), 3 — Центрально-Карельского (зеленые значки): ромб — ТТГ, залитый треугольник — граниты, незалитый треугольник — вулканиты

исключают их генетическую связь с субдукцией древней океанической коры (Лобач-Жученко и др., 1999). Помимо изотопных данных, модели образования ТТГ из толеитов зеленокаменных поясов противоречат и особенности их состава. Ранее такое противоречие было показано К. Конди (Condie, 1986). Модельные расчеты продемонстрировали близость реальных составов ТТГ и составов, рассчитанных при использовании в качестве их источника амфиболита I или базитов нижней коры (Лобач-Жученко и др., 1999; Вревский и др., 2010). Отсутствие связи ТТГ с базальтами поясов основывается, в частности, на содержании в породах Sm и Nd. Проведенный расчет допустимого значения отношения Sm/Nd для базитового источника ТТГ показал (Вревский и др., 2010), что оно не должно было превышать значения 0,27–0,30. Такими геохимическими характеристиками обладают мафиты, обогащенные Nd, тогда как в базальтах мезоархейских поясов эти отношения превышают 0,30 (табл. 3). Вывод об ином составе источника для пород ТТГ серии, нежели толеиты зеленокаменных поясов, подтверждается результатами петрологического моделирования, проведенными для тоналитов района Выгозера по главным и редким элементам (Лобач-Жученко и др., 1999). Высокие отношения Sr/Y (около 70) и (La/Yb)_n (>60) указывают на значительные глубины образования расплавов.

Следующий этап ТТГ-плутонизма, имевший место около 3150 млн лет назад, представлен тоналитами районов р. Выг на севере домена и Палой Ламбы на западе, т. е. в краевых частях домена вблизи обрамляющих зеленокаменных поясов. Ряд геохимических отличий от пород ТТГ-ассоциации предыдущего этапа указывает на иные условия их формирования. Тоналиты этого этапа отличаются от более ранних ТТГ повышенными содержаниями K₂O и Rb, Y, HREE и более низкими отношениями Sr/Y и (La/Yb)_n (табл. 4, рис. 10), что может отражать как иной состав источника, так и менее глубинные условия образования расплавов (Арестова и др., 2015).

Преобладающими породами зеленокаменных поясов, расположенных в краевых частях Водлозерского домена, являются метатолиты и коматииты с возрастом 3020–2920 млн лет. Для характеристики их состава были изучены аналитические данные для пород из районов Кенозеро, Каменное озеро, Винела, Шилос, Уросозеро, Остер, Палая Ламба, Семчъ, Хаутавара (всего около 460 анализов). Результаты изучения базальтов показали, что они имеют близкий состав во всех зеленокаменных структурах, который существенно отличается от состава амфиболитов I (табл. 3, рис. 11). Последние характеризуются значительно более высокими содержаниями SiO₂, Zr, литофильных элементов и особенно LREE и более низкими магнезиальностью mg# и содержаниями Cr Ni, Ca. Базальты, как и коматииты, характеризуются изотопным составом Nd, близким к деплетированной

мантии (DM) (Лобач-Жученко и др., 1999). Sm/Nd отношения метатолитов варьируют в интервале 0,30–0,36, а значения ε_{Nd} совпадают или находятся вблизи линии эволюции ε_{Nd} деплетированной мантии по Де Паоло (De Paolo, 1988).

Важным является факт присутствия амфиболитов, аналогичных по составу и возрасту базальтам ЗКП (рис. 11), в виде даек, секущих древние ТТГ породы Водлозерского домена (Чекулаев и др., 2009б; Арестова и др., 2012). Представляется, что они являлись подводящими каналами для вулкани-тов, которые, соответственно, были распространены в пределах домена значительно шире, чем устанавливается на уровне современного эрозионного среза. Этот факт исключает модель обдукции океанических плато на

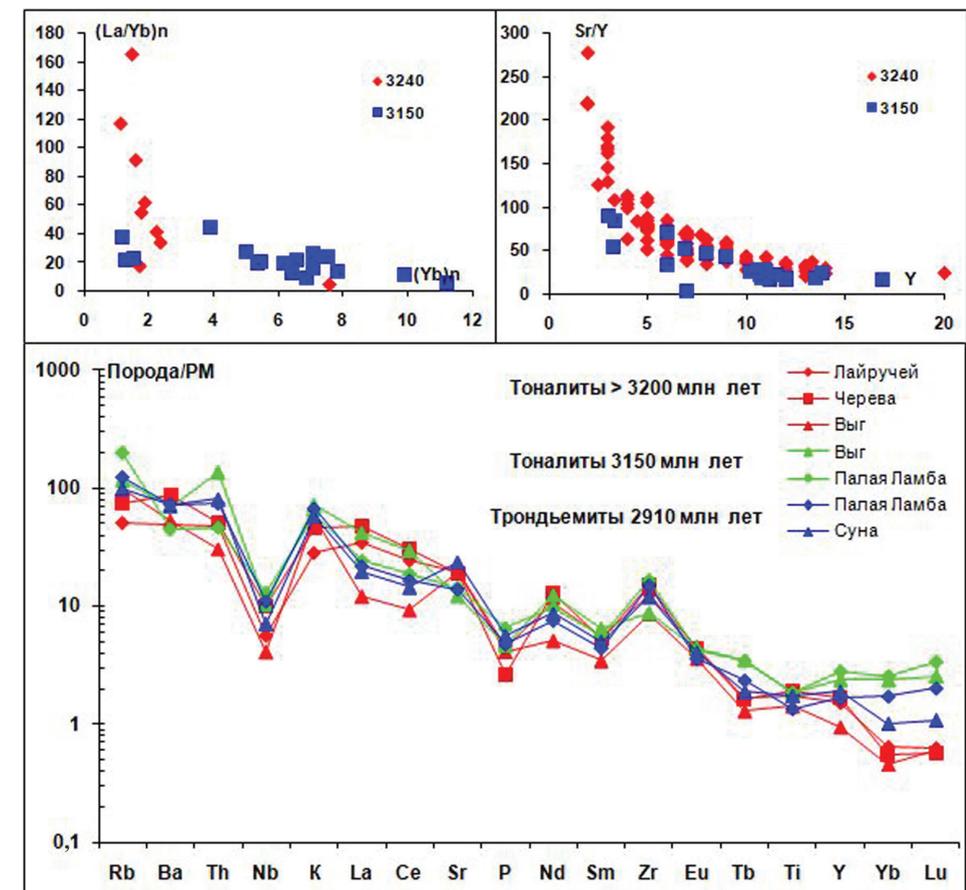


Рис. 10. Диаграммы: (La/Yb)_n — (Yb)_n (а) Sr/Y — Y (б) для тоналитов с возрастом ~3240 и ~3150 млн лет; (в) — мультиэлементные диаграммы (спайдерграммы), нормированные на мантию, для сравнения тоналитов с возрастом около 3240, 3150, и 2900 млн лет

континентальную кору краевых частей кратона, предлагаемую И. Пухтелем (*Puchtel et al.*, 1999), а скорее свидетельствует о вероятном образовании в условиях растяжения, связанного с формированием мантийного плюма.

Одновременно с вулканитами коматиит-базальтовой серии и мафическими дайками в центральной части Водлозерского домена (район Лайручья) была сформирована расслоенная пироксенит-норит-диоритовая интрузия. Состав пород интрузии свидетельствует, что исходные расплавы являются производными плюма (*Арестова*, 1997), а этап базитового магматизма в интервале 3,02–2,92 млрд лет следует рассматривать как первое из установленных в Водлозерском домене проявление плюмовой активности.

Вулканы андезит-дацитовый ассоциации, представленные в зеленокаменных структурах западной окраины Водлозерского домена (Хаутаваарской, Семченской, Палаламбинской и Остерской), имеют возраст 2960–2919 млн лет и образуют покровы и силлы в metabазальтах и коматиитах, а также дайки в тоналитах основания. Так, возраст дайки андезита в тоналитах района Палой Ламбы составляет 2919 ± 14 млн лет и совпадает с возрастом андезита из дайки в коматиитах Палаламбинской структуры (*Арестова и др.*, 2015).

Вулканы этого этапа разделяются по составу на две группы. Андезиты структур, расположенных южнее (Хаутаваарской и Семченской), по сравнению с расположенными севернее (Палаламбинской и Остерской), являются более магниальными, содержат больше Sr и Ni, характеризуются более высокими отношениями $(La/Yb)_n$ и $(Gd/Yb)_n$. При этом все андезиты характеризуются небольшими отрицательными аномалиями Eu, Nb,

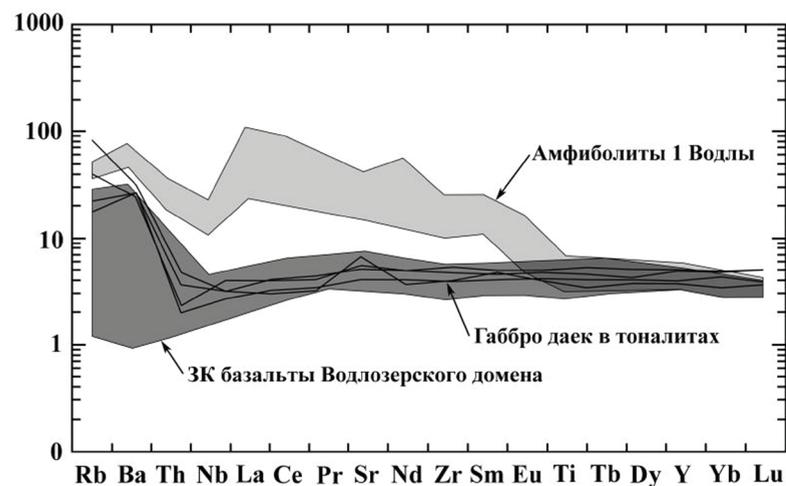


Рис. 11. Мультиэлементная диаграмма (спайдерграмма), демонстрирующая сходство и различия ранних базитов (амфиболитов I), базальтов зеленокаменных поясов и даек габбро в тоналитах

Ti (рис. 12). Отмеченные отличия в составе свидетельствуют о различных источниках плавления, которые для андезитов южных структур, вероятно, были представлены перидотитами мантии, а для северных — мафитами нижней коры. Чаще одновременное наличие этих источников объясняют образованием подобных вулканитов в зонах субдукции. Однако, как было показано выше, присутствие в породах ТТГ серии даек диоритов, по составу и возрасту аналогичных андезитам, участвующим в строении зеленокаменных поясов (*Арестова и др.*, 2012), опровергает их субдукционную природу. Модельный возраст $t_{DM}(Nd)$ источника андезитов района Палой Ламбы, равный 3020 млн лет, соответствует возрасту metabазальтов этого района, что может указывать на их генетическую связь.

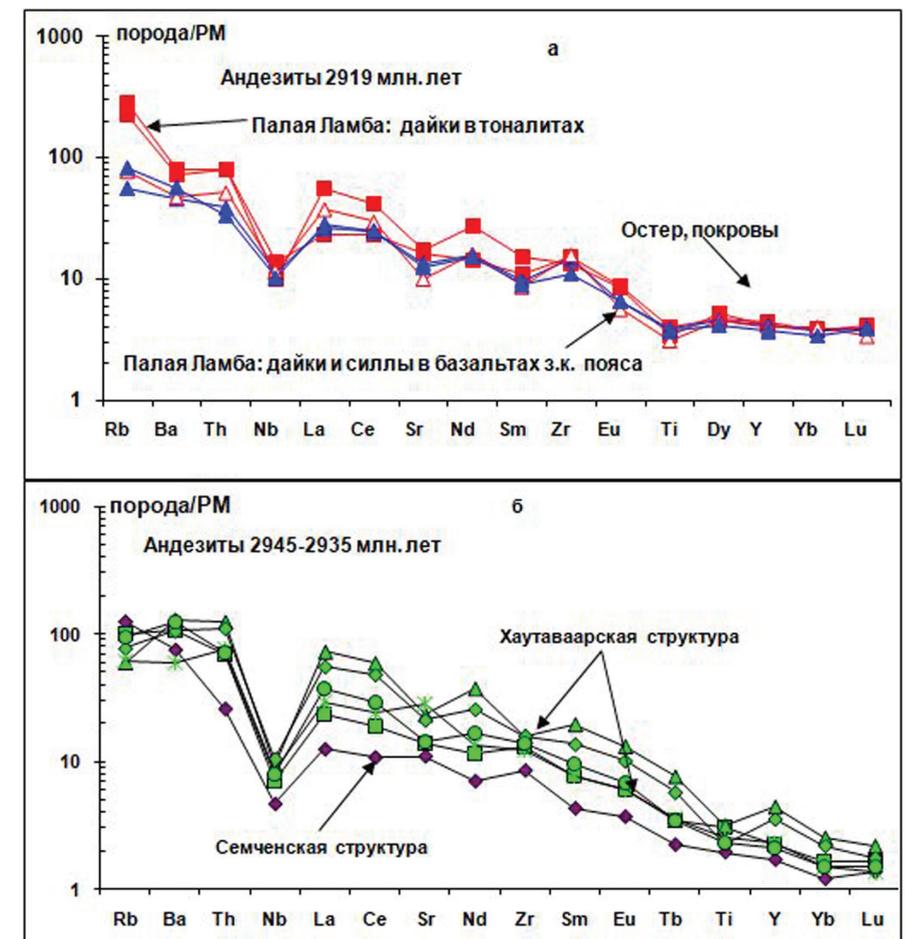


Рис. 12. Мультиэлементные диаграммы (спайдерграммы) для андезитов с возрастом 2,95–2,92 млрд лет зеленокаменных поясов западной окраины Водлозерского домена: а — южной части, б — северной части

Самостоятельную группу пород представляют трондьемиты, имеющие возраст около 2900 млн лет. Они развиты в западной краевой части Водлозерского домена на границах Семченской и Палаламбинской зеленокаменных структур. В районе Палой Ламбы трондьемиты с возрастом 2903 ± 22 млн лет имеют ограниченное распространение, представляя лейконому мигматитов по тоналитам с возрастом 3141 ± 10 млн лет. В районе слияния рек Суны и Семчи на границе Семченской зеленокаменной структуры трондьемиты такого же возраста (2906 ± 14 млн лет) и состава слагают значительные площади, отделяя ТТГ породы фундамента от базальтов структуры. Состав трондьемитов близок к составу тоналитов основания (рис. 10, табл. 4) и предполагает их образование в результате плавления тоналитов (Чекулаев, 1988; Арестова и др., 2015), что подтверждается геологическими наблюдениями, а также изотопным составом Nd, согласно которому источник пород имеет возраст 3130–3150 млн лет (рис. 9), и наличием в трондьемитах ксеногенного циркона, соответствующего по морфологии и составу таковому в тоналитах (Арестова и др., 2015; Арестова, Чекулаев, данная монография).

Последующее формирование коры Карельской провинции также в основном имело место в пределах Водлозерского домена в интервале времени 2890–2840 млн лет и характеризовалось крайним разнообразием проявления магматизма. В то же время по сравнению с предыдущими этапами заметно уменьшились масштабы его проявления, ограниченные дайками и интрузиями, часто небольших размеров.

Базит-ультрабазитовый магматизм данного этапа представлен дайками высокомагнезиальных габбро и диоритов и интрузиями базитов. Дайки габбро и диоритов характеризуются повышенной магнезиальностью ($mg\# = 0,60-0,75$), что свидетельствует о формировании исходного расплава при плавлении реститовой мантии гарцбургитового состава, а фракционированный спектр распределения РЗЭ с $(La/Yb)_n = 7$ и небольшие отрицательные аномалии Eu, Nb, Ti свидетельствуют о существенной роли водных флюидов при плавлении и метасоматическом обогащении источника плавления (Арестова и др., 2015).

Для интрузий базитов, приуроченных к окраинным частям домена, получены датировки разными методами в узком интервале времени 2869–2840 млн лет. К ним относятся самая крупная в Водлозерском домене расслоенная и дифференцированная Семченская интрузия габбро-диоритов площадью около 120 км², интрузии габбро-анортозитов в районе оз. Остер, интрузии и дайки габбро Шилосского массива, лейкогаббро района Палой Ламбы, а также дайки габбро в Черевско-Винельской структуре. Интрузии и дайки этого этапа прорывают деформированные и метаморфизованные

вулканиты более ранних этапов, что указывает на вероятное изменение тектонического режима и предполагает наличие существенного перерыва между формированием вулканитов и секущих их габбро.

Базитовые интрузии этого этапа представлены габбро и габбро-анортозитами, среди которых выделяются магнезиальные ($mg\# = 0,63-0,72$) и железистые ($mg\# = 0,35-0,4$) разновидности, как образующие самостоятельные тела, так и присутствующие совместно в едином массиве, примером чего является расслоенная Семченская интрузия. При этом по составу различаются интрузии западной и северной окраин Водлозерского домена (рис. 13). Составы габбро западной окраины с $(La/Yb)_n = 10-20$ и $Nb/La = 0,3-0,5$ свидетельствуют о контаминации их первичных расплавов тоналитами коры, тогда как исходные расплавы габбро северной окраины с $(La/Yb)_n = 1$ и $Nb/La = 1$ не контаминированы коровым веществом (рис. 13). Исходные расплавы всех больших и малых интрузий являются производными коматитовых или высокотемпературных базальтовых расплавов, а все последующее разнообразие составов обусловлено процессами контаминации и далее жидкостной и кристаллизационной дифференциации (Арестова и др., 2015). Образование таких расплавов, так же как для этапа 3020–2920 млн лет, возможно лишь при наличии дополнительного источника тепла в архейской мантии. Поэтому широкое развитие базитовых интрузий этапа 2860–2840 млн лет могло быть обусловлено вторым этапом активности плюма.

Среднекислые породы этапа 2860–2830 млн лет характеризуются большим разнообразием пород (рис. 14), варьируют по составу от андезитов до риолитов и, в отличие от более древних среднекислых пород, нигде не образуют вулканических покровов, а представлены субвулканическими породами и дайками. Нужно отметить, что практически синхронное внедрение даек андезитов и риолитов с умеренной и низкой магнезиальностью, наблюдаемое в Шилосской и Каменнозерской структурах северной окраины Водлозерского домена, предполагает одновременное плавление нижнекоровых амфиболитов и мантийных источников под влиянием теплового импульса.

Мезоархейский магматизм в Водлозерском домене завершается внедрением интрузий тоналитов с возрастом около 2850 млн лет, которые не имеют широкого распространения и представлены на севере Шилосским массивом и на восточном берегу Онежского озера массивом в районе пос. Шальский (Чекулаев и др., 2013). Тоналиты по составу приближаются к ТТГ-породам с возрастом ~3150 млн лет (рис. 15, табл. 4), но изотопный состав Nd указывает на их более молодой (меньше 3 млрд лет) источник.

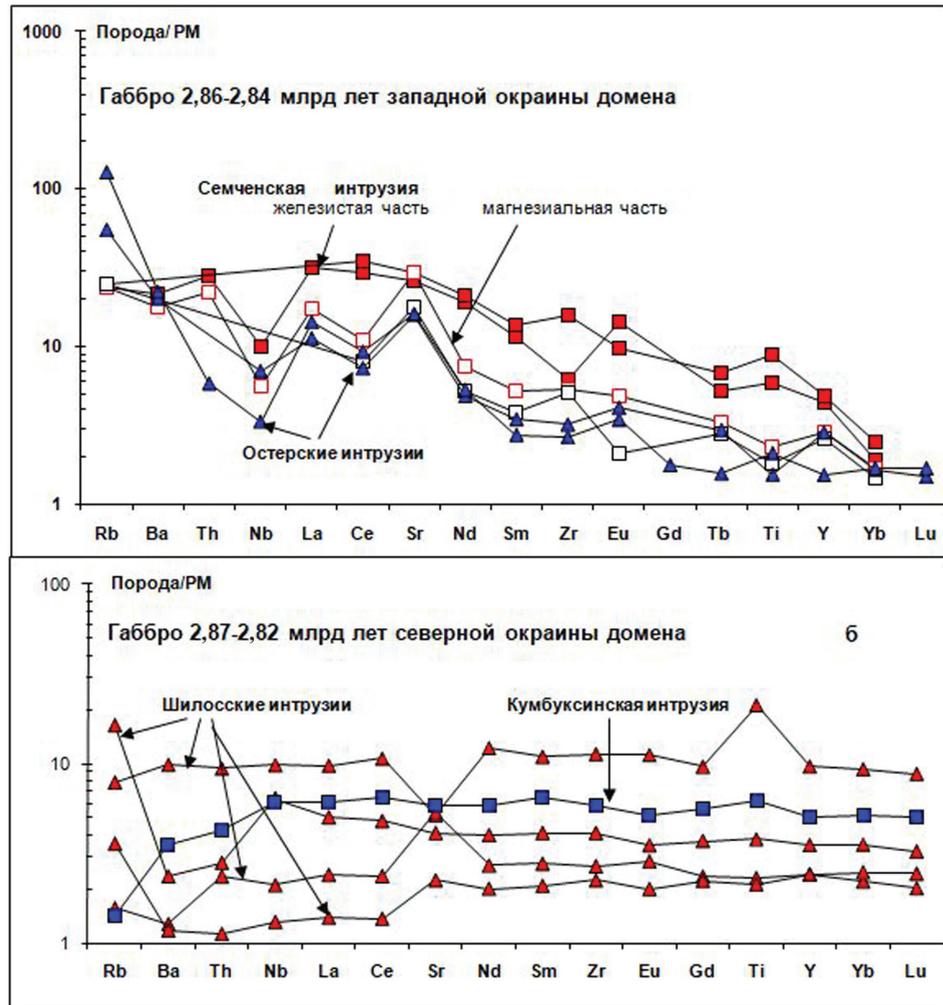


Рис. 13. Мультиэлементные диаграммы (спайдерграммы) для габбро интрузий западной (а), и северной (б) окраин Водлозерского домена

Неоархейский магматизм в пределах Водлозерского домена отделен от мезоархейского этапом стабильного тектонического режима (Ранний докембрий..., 2005; Арестова и др., 2015). Его отражением являются полимиктовые конгломераты района оз. Остер, содержащие гальки различных по составу и возрасту пород, наиболее молодыми из которых являются габбронориты с возрастом 2860 ± 9 млн лет (Арестова и др., 2015), а также, вероятно, аренитовые кварциты и граувакки Маткалахтинского зеленокаменного пояса, которые принадлежат платформенной ассоциации и свидетельствуют о стабильном тектоническом режиме, приведшем к глубокой эрозии коры (Кожевников и др., 2006; Кожевников, Скублов, 2010). В ар-

нитовых кварцитах наряду с древними присутствуют детритовые цирконы, минимальный возраст которых составляет 2821 ± 15 млн лет (Кожевников и др., 2006), т. е. близкий к возрасту самых молодых пород галек в конгломератах Остера.

Неоархейский магматизм представлен секущими конгломератами интрузиями базит-ультрабазитов, субвулканическими интрузиями и дайками андезит-дацитов и плагиопорфиров, интрузиями субщелочных санукитоидов и сиенитов с возрастом 2745–2730 млн лет, дифференцированными дайками габбро — 2724 млн лет, габброноритов — 2608 млн лет и плагио-микроклиновыми гранитами — 2705–2664 млн лет.

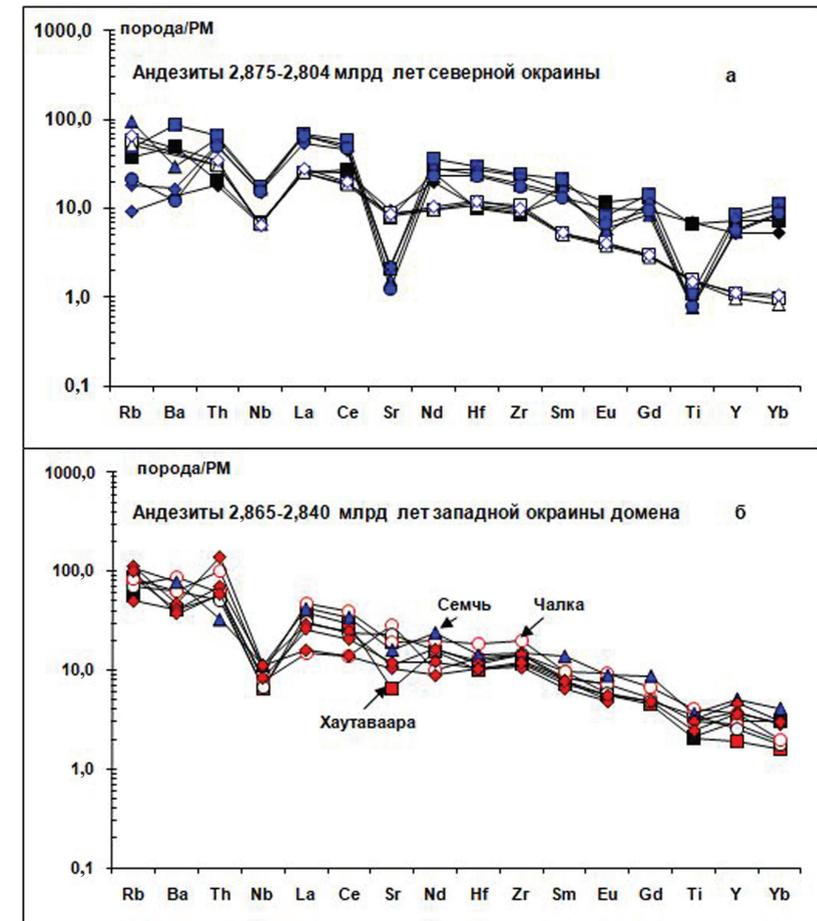


Рис. 14. Мультиэлементные диаграммы (спайдерграммы) для андезитов с возрастом 2,84–2,8 млрд лет зеленокаменных поясов западной окраины Водлозерского домена: а — южной части, б — северной части

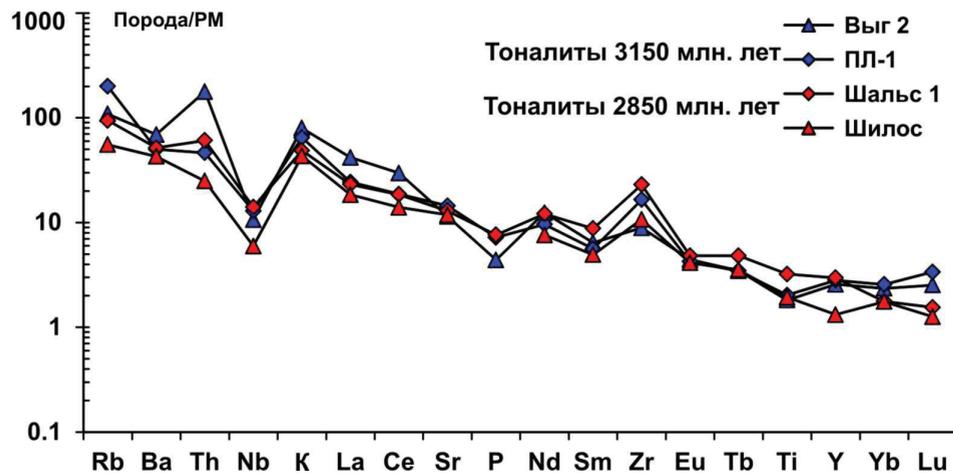


Рис. 15. Мультиэлементные диаграммы (спайдерграмма) для сравнения тоналитов с возрастом 3150 и 2850 млн лет

Мезоархейский магматизм Западно-Карельского домена

Западно-Карельский домен (рис. 7) представлен ТТГ и вулканитами зеленокаменных поясов Центральной и Восточной Финляндии (пояса Кухмо, Суомуссалми и Типасъярви) и Западной Карелии (Костомукшский пояс). В отличие от Водлозерского домена возраст ТТГ и вулканитов Западно-Карельского домена в основном составляет около 2,85 млрд лет (Huhma et al., 2012a; Ранний докембрий..., 2005), т. е. меньше возраста всех мезоархейских пород Водлозерского домена и близок принятой границе мезо- и неоархея (Общая стратиграфическая..., 2002) (рис. 8). При этом модельный возраст $t_{DM}(Nd)$ пород редко превышает 2,9–3,0 млрд лет (Huhma et al., 2012b) (рис. 9). Исключение составляют единичные более древние значения возраста вулканитов пояса Пудасъярви в Западной Финляндии и ТТГ пород блока Иисалми в Центральной Финляндии (Paavola, 1986).

В строении зеленокаменных поясов Западно-Карельского, как и Водлозерского, домена значительную роль играют вулканиты ультраосновного (коматииты) и основного (базальты) состава и лишь в небольших количествах присутствуют метаосадки, участвующие в строении мезоархейских поясов этих доменов и слагающие верхние части разрезов или отдельные структуры, например парагнейсовый пояс Нурмес в Финляндии (рис. 7).

Для сравнительной характеристики вулканитов проведено их изучение на примере базальтов, результаты которого приведены в табл. 3 в виде средних значений для всех зеленокаменных структур трех доменов. Из таблицы видно, что базальты Западно-Карельского и Водлозерского доменов имеют в целом очень сходный состав, что указывает на близкие условия об-

разования базальтовых расплавов. Практически единственным отличием является обеднение легкими РЗЭ базальтов и коматиитов Западно-Карельского домена, с $(La/Sm)_n$ отношениями около 0,8 (табл. 3, рис. 16) (Чекулаев и др., 2018), что и указывает на обедненный характер источника базальтов и коматиитов Западно-Карельского домена.

Породы ТТГ ассоциации Западно-Карельского домена изучены в обрамлении зеленокаменных поясов, а также в районах оз. Тулос и дер. Вокнаволок. Они также имеют сходство составов с ТТГ ассоциацией Водлозерского домена, особенно с ТТГ с возрастом около 2850 млн лет (табл. 4). Главным отличием является обогащение западнокарельских пород НФС элементами, такими как Y, Nb, Zr, Pb, а также РЗЭ. Важно отметить, что такие отличия видны лишь при сравнении средних составов, как, например, в табл. 4, о чем мы писали и раньше (Чекулаев, Глебовицкий, 2017), но не всегда видны на диаграммах, построенных на основе нормированных значений.

Большое сходство составов наблюдается и при сравнении вулканитов среднекислого состава Западно-Карельского и Водлозерского доменов (табл. 5).

Таким образом, мезоархейские вулканиты и породы ТТГ ассоциации Западно-Карельского домена характеризуются следующими особенностями: 1) они преимущественно имеют близкий возраст около 2,8 млрд лет (Huhma et al., 2012a), что может указывать на их петрогенетическую связь; 2) они близки по составу с аналогичными породами Водлозерского домена, но представляют более поздний этап формирования архейской коры.

Неоархейский магматизм Западно-Карельского домена

Как и в Водлозерском домене, образование неоархейских вулканитов и ТТГ пород в Западно-Карельском домене отделено от мезоархейских образованием полимиктовых конгломератов, в частности Костомукшской структуры и терригенных осадков, слагающих верхние части разрезов зеленокаменных поясов (Милькевич, Мыскова, 1998; Rapunen et al., 2009). Терригенные разрезы зеленокаменных поясов, секут коматииты как с плоским, так и с обогащенным, характерным для неоархейских коматиитов Центрально-Карельского домена спектрами распределения РЗЭ (Милькевич, Мыскова, 1998; Чекулаев и др., 2018). Кроме того, в районе присутствуют высокомагнезиальные санукитоиды (кварцевые монцодиориты и порфиоровидные тоналиты), возраст которых равен 2720 ± 15 млн лет. Одновременно с монцодиоритами внедрялись дайки высокомагнезиальных лампрофиров и граниты Ниемиярвинского массива (Лобач-Жученко и др., 2005).

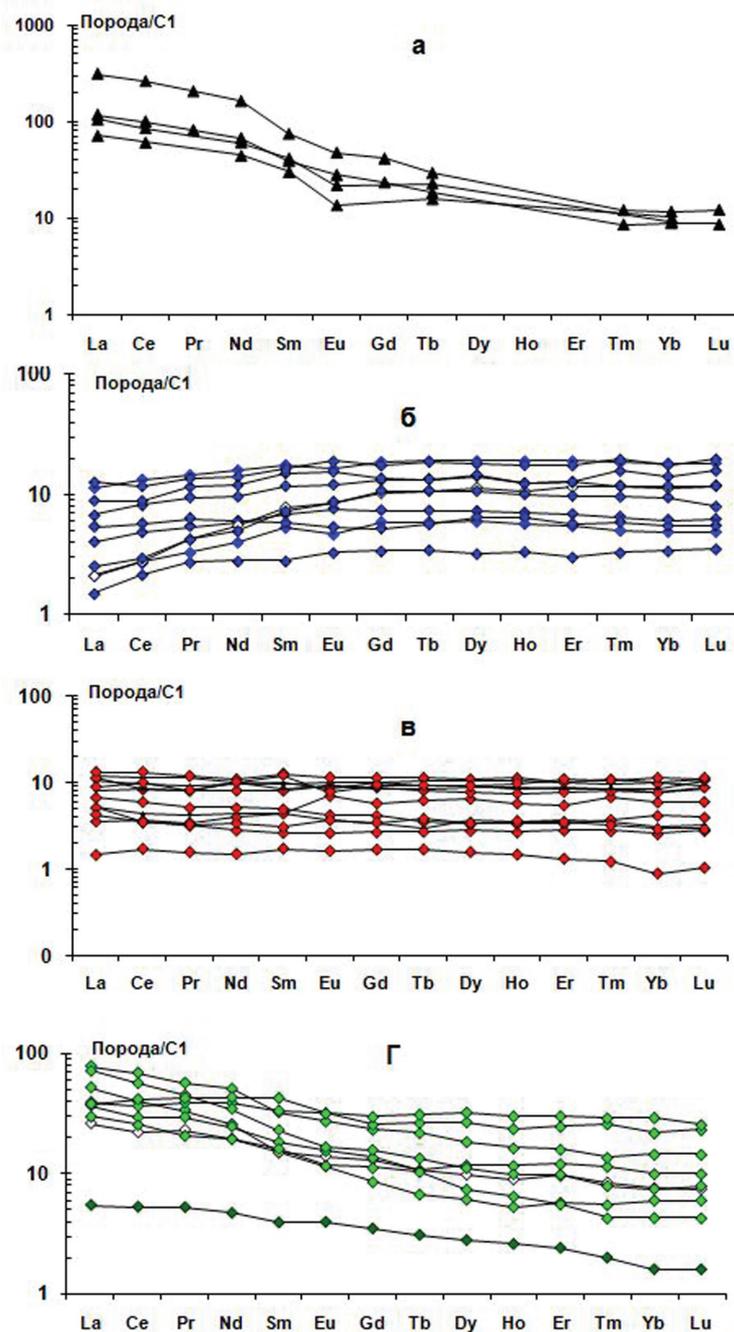


Рис. 16. Нормированные на хондрит C1 (по Sun, McDonough, 1989), содержания РЗЭ в амфиболитах I (а); коматиитах и базальтах Западно-Карельского (б), Водлозерского (в) и Центрально-Карельского (г) доменов

1.3.2. Неоархейский магматизм Центрально-Карельского домена

Породы неоархея присутствуют на всей архейской части щита и, конечно, Карельской провинции, но наиболее широко и объемно они представлены в Центрально-Карельском домене. Именно здесь представлен весь спектр неоархейского магматизма, начиная от вулканитов зеленокаменных поясов и заканчивая плагиомикроклиновыми гранитами. Поэтому характеристика неоархейского магматизма дается на основе изучения пород Центрально-Карельского домена.

Центрально-Карельский домен занимает западную часть Республики Карелия, а также район Иломанси в Восточной Финляндии (рис. 7) (Ранний докембрий..., 2005). Границы домена с соседними Водлозерским и Западно-Карельским доменами маркируются неоархейскими структурами, на западе Иломанси, Большозеро, Челмозеро-Нюк, а на востоке — Гимольской, Западноегозерской и Поросозеро, а также приуроченностью к этим границам субщелочных санукитоидных интрузий Куйттила, Ялонваара, Большозеро, Нюк, Куусамо на западе и Хижъярви, Сяргозеро, Панозеро, Шаравалампи, Бергаул, Чалка, Хаутаваара на востоке (рис. 7). На севере граница домена с мезоархейскими образованиями Северокарельской гранит-зеленокаменной системы (Слабунов, 1993; Чекулаев и др., 2005) остается неясной из-за недостатка геохронологических и Nd изотопных данных и из-за ее размывости в связи с наложением складчатых деформаций, проявленных в Беломорском поясе.

Породы Центрально-Карельского домена заметно отличаются от пород соседних Водлозерского и Западно-Карельского доменов по геологии, возрасту и составу. В строении супракрустальных комплексов домена преобладают метавулканиты среднего и кислого состава, а коматииты и базальты имеют подчиненное значение, при этом в основании разрезов присутствуют метатерригенные породы. Однако главным отличием этого домена является то, что он сложен гранитоидами и супракрустальными породами, возраст которых не превышает 2,78 млрд лет (Huhma et al., 2012a, Чекулаев и др., 2005), а значения $t_{DM}(Nd)$ — 2,8–2,85 млрд лет (Huhma et al., 2012b; рис. 9), при этом вулканиты и породы ТТГ ассоциации имеют близкий возраст около 2,74–2,75 млрд лет.

Неоархейские магматические породы Центрально-Карельского домена заметно отличаются от пород соседних доменов и по составу. Так, среднекислые вулканиты характеризуются более высокими содержаниями K_2O , Rb, Sr, Ba, Zr, отношениями Zr/Y, Sr/Y, La/Yb, более низкими магниальностью mg# и содержаниями MgO, Cr, Ni (рис. 17, табл. 5).

Таковыми же отличительными особенностями состава характеризуются породы ТТГ ассоциации, слагающие значительную часть коры Центрально-

Карельского домена. Это хорошо видно при их сравнении с мезоархейскими ТТГ Водлозерского домена, для которых имеется много аналитических данных (рис. 18). Сходство состава ТТГ и среднекислых вулканитов домена может свидетельствовать об их генетической связи, что согласуется с близким возрастом этих пород (рис. 9). Имеющиеся отличия в составе ТТГ пород могут частично отражать большие глубины плавления источника (наличие граната в рестите), а также отличия в составе источника (обогащение литофильными элементами). Последнее может быть следствием различных условий магмообразования, возможно, в связи со сменой геодинамической обстановки на границе мезо- и неорархей (Чекулаев и др., 2018).

Согласно экспериментальным данным, наиболее реальным процессом образования расплавов, отвечающих составу среднекислых вулканитов и пород ТТГ ассоциации, является плавление базитов. Следовательно, неорархейские базальты, так же как и коматииты, должны нести признаки изменений состава, происходящих в литосфере в интервале времени между 2,75 и 2,8 млрд лет.

Для сравнительной характеристики вулканитов основного и ультраосновного состава Карельской провинции были использованы аналитические данные базальтов и коматиитов трех доменов. Результаты изучения на примере базальтов приведены в табл. 3 в виде средних значений для зеленокаменных структур трех доменов.

Из таблицы видно, что базит-ультрабазитовые вулканиты Центрально-Карельского домена заметно отличаются от мезоархейских аналогов Водлозерского и Западно-Карельского доменов более высокими содержаниями Rb, Sr, P, La, Ce и, соответственно, отношениями Sr/Y, La/Yb, La/Sm. Отличие этих вулканитов по составу отражает и характер распределения содержаний РЗЭ (рис. 16). На диаграммах видно, что коматииты и базальты ЗКП Водлозерского домена с возрастом 2,9–3,0 млрд лет имеют «плоское» распределение РЗЭ. Аналогичные породы Костомукши и пояса Кухмо-Суомуссалми, имеющие возраст около 2,8 млрд лет, обеднены легкими РЗЭ. Неорархейские коматииты и базальты Центрально-Карельского домена, наоборот, обогащены легкими РЗЭ и несколько обеднены тяжелыми РЗЭ, что видно по величине отношений $(La/Sm)_n$ и $(Tb/Yb)_n$ (табл. 3). Такое распределение РЗЭ указывает на образование неорархейских пород из обогащенного мантийного источника.

Неорархейские коматииты и базальты Карелии отличаются от мезоархейских также большим разнообразием составов. Среди базальтов структур Центрально-Карельского домена широко распространены высокотитанистые базальты, базальты с высоким содержанием щелочей и Sr (Ондозеро), высокотитанистые и высокожелезистые базальты (Сяргозеро

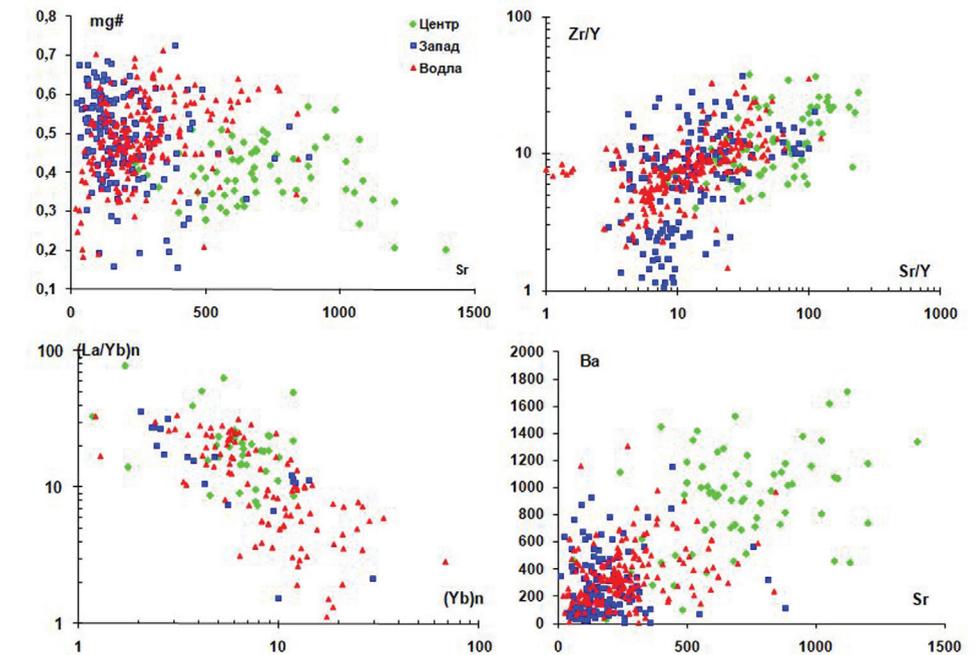


Рис. 17. Диаграммы Sr — mg#, Zr/Y — Sr/Y, (Yb)_n — (La/Yb)_n, Sr-Ba для вулканитов доменов Центрально-Карельского (1), Западно-Карельского (2), Водлозерского (3)

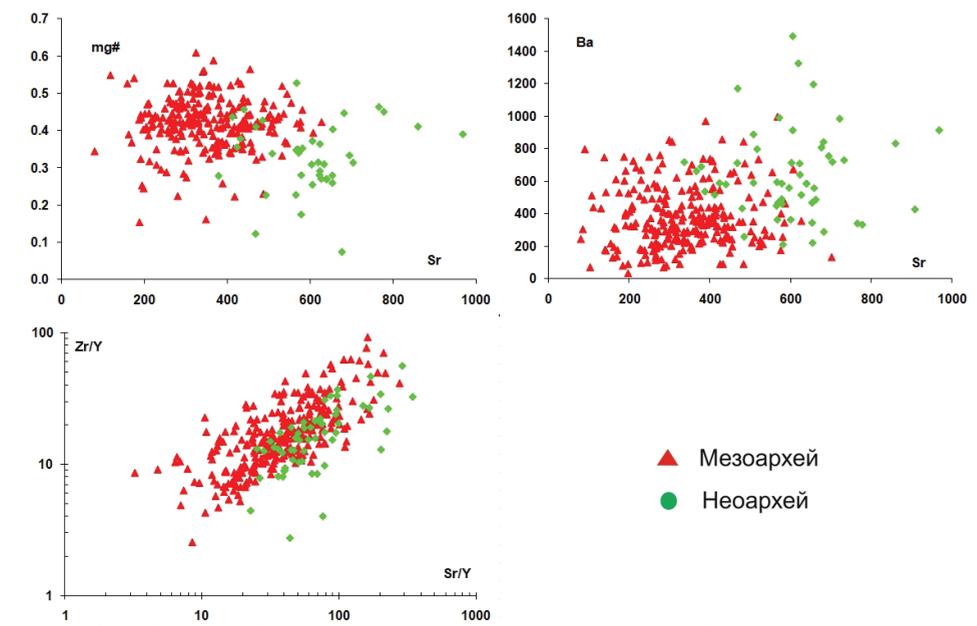


Рис. 18. Диаграммы Sr — mg#, Zr/Y — Sr/Y, Sr/Ba для пород ТТГ ассоциации мезоархейского (крестик) и неорархейского (треугольник) возраста Карельской провинции

и Хижъярви). Коматииты пояса Иломантси характеризуются дифференцированным распределением РЗЭ с $(La/Yb)_n = 3-13$, $(Gd/Yb)_n = 1,3-5$, $Nb/La > 1$, и хотя для них характерен большой разброс значений, такие соотношения РЗЭ могут быть обусловлены только выплавлением расплавов из обогащенной мантии, а не контаминацией расплавов веществом коры.

Таким образом, вулканы и ТТГ неархея, слагающие Центрально-Карельский домен Карельской провинции, заметно отличаются по составу от мезоархейских магматических пород соседних доменов. Эти отличия свидетельствуют в первую очередь об ином составе мантийного источника.

Вполне вероятно, что породы неархея участвуют в строении мезоархейских зеленокаменных поясов, как это имеет место в районе оз. Остер, но недостаток изотопных и геохронологических данных затрудняет выявление таких пород. Неархей в районе оз. Остер представлен, помимо базитов и ультрабазитов, вулканоплутоническим комплексом среднекислых вулканических и гипабиссальных плагиопорфиров и трондьемитов, секущих полимиктовые конгломераты (Чекулаев и др., 2002; Арестова и др., 2015). К сожалению, среднекислые вулканы не содержат циркона, соответствующего времени кристаллизации расплавов, и их возраст фиксируется только по возрасту циркона из прорывающих их дифференцированных базитовых даек, равному 2727 млн лет (Арестова и др., 2017).

Последующее формирование неархейской коры связано с субщелочным магматизмом интервала 2,72–2,74 млрд лет и образованием обширного комплекса плагиомикроклиновых гранитов 2705–2680 млн лет назад. Эти породы проявлены на всей архейской части Фенноскандинавского щита.

Субщелочной магматизм представлен интрузиями санукитоидов и сиенитов, а также дайками лампрофиров и лампроитов, которые секут многократно деформированные и метаморфизованные породы зеленокаменных поясов и ТТГ-ареалов. То есть к моменту их становления архейский фундамент Карельской провинции был практически сформирован.

Состав санукитоидов, характеризующийся сочетанием высокой магнетиальности с обогащением литофильными элементами Ba, Sr, LREE, свидетельствует о специфике их происхождения. Для санукитоидов Карелии установлено (Егорова, 2014), что они имели мантийный источник, образованный в результате метасоматоза субконтинентальной литосферной мантии, по составу отвечающей гранатовому лерцолиту.

Синхронность интрузий санукитоидов на всей территории щита указывает на существование здесь единого тектонического режима (Егорова, 2014). Вероятно, близок по времени к субщелочным породам и дифференцированный комплекс базитовых даек, варьирующих по составу от высоко-Mg базитов и габбро-анортозитов до высоко-Ti. Неархейский

возраст этого комплекса устанавливается по факту пересечения породами комплекса всех перечисленных выше пород и подтверждается, к сожалению, единичным определением возраста дайки в районе оз. Остер, давшим значение около 2724 млн лет (Арестова и др., 2017).

Последний фиксируемый этап неархейского корообразования представлен обширным комплексом К-гранитоидов, включающим интрузии анорогенных плагиомикроклиновых гранитов, гранит-мигматиты, микроклинизированные породы ТТГ ассоциации и пегматоидные граниты (Чекулаев, 1996; Ранняя кора..., 2005). Породы комплекса были сформированы в течение узкого интервала времени 2,7–2,66 млрд лет назад.

Таким образом, неархейский этап формирования коры Карельской провинции характеризовался, с одной стороны, существенным изменением состава вулканических зеленокаменных поясов и пород ТТГ ассоциации и, с другой стороны, включением в этот процесс совершенно новых комплексов субщелочных и микроклиносодержащих гранитоидных пород. Такая смена пород и, соответственно, условий их образования указывает на смену геодинамического режима на границе мезо- и неархея на уровне 2,78–2,76 млрд лет.

1.3.3. Обсуждение геодинамической модели

Архейская геодинамика остается одной из важных проблем ранней истории Земли. Частью этой проблемы является вопрос о начале проявления тектоники плит и о роли субдукции в формировании архейской континентальной коры. В настоящее время существуют разные представления. Согласно одному из них основным механизмом проявления вулканизма при образовании зеленокаменных поясов в палео- и мезоархее являлись плюмы, а плейт-тектоника начала действовать с неархея (Хаун, Ломузе, 2005; Van Kranendonk, 2007). Согласно другому представлению (Condie, Kröner, 2008), переход от тектоники плюмов к плейт-тектонике не являлся глобальным событием. Наконец, имеется точка зрения (Hamilton, 1998; Stern, 2008), что плейт-тектонический механизм включился только в неопротерозое.

Отсюда вытекают и различия в интерпретации формирования неархейских зеленокаменных поясов. В полной мере это относится и к Карельской провинции, а скорее всего и ко всей архейской части Фенноскандинавского щита. Большинство исследователей предлагают для образования ЗКП Карельской провинции субдукционную модель (O'Brien et al., 1993; Кожевников, 2000; Samsonov et al., 2005; Светов, 2005; и др.). Однако в последние годы обосновывается, в том числе авторами данной работы, плюмовая модель образования магматических комплексов в мезоархее Карельской

провинции (Вревский и др., 2010; Арестова и др., 2012; 2015; Huhma et al., 2012a). В пользу плюмовой модели свидетельствуют прежде всего значительный (более 150 млн лет) интервал времени между формированием тоналит-грандземитов основания, имеющих возраст около 3150 млн лет, и вулканитов зеленокаменных поясов с возрастом не более 3020 млн лет и присутствие в породах основания даек основного и среднего состава, по возрасту и составу аналогичных базальтам и андезитам зеленокаменных поясов. Оба факта задокументированы и подтверждены геологическими и геохронологическими исследованиями в районе Палой Ламбы (Арестова и др., 2012). Еще одним подтверждением плюмовой обстановки является состав базитов и ультрабазитов ЗКП, образование которых требует дополнительного источника тепла для плавления их мантийного источника.

Определенную информацию дает изучение состава вулканитов и ТТГ пород и сравнение их с составом пород современных обстановок.

Исследование коматиитов и базальтов мезоархейских зеленокаменных поясов Водлозерского и Западно-Карельского доменов Карельской провинции показало, что по большинству реперных геохимических характеристик, таких как $(La/Yb)_n \sim 1$, $Nb/La \sim 1$, отсутствие отрицательной аномалии Ti, высокие концентрации Ni и др., эти породы существенно отличаются от островодужных образований и не несут следов контаминации коровым веществом. К. Конди (Condie, 2005), используя HFS элементы и сравнивая базальты архея с современными базальтами различных геодинамических обстановок, показал на примере метатолитов древнего кратона Пилбара (Австралия) принципиальные геохимические отличия архейских толеитов от MORB и IAB и предложил особый мантийный источник — «DEP» (глубинный, плюмовый), который был ответственен за образование толеитов зеленокаменных поясов архея.

На основе систематики Nb-Zr-Y-Th, примененной К. Конди (Condie, 2005) для архейских аналогов, также было показано, что мезоархейские базит-ультрабазитовые вулканиты Карельской провинции кристаллизовались из расплавов — производных плюмовых источников PM или DEP и существенно отличаются от вулканитов океанических хребтов (MORB), производных верхнемантийного источника DM (рис. 19; Арестова, 2008; Puchtel et al., 1998; 1999; Huhma et al., 2012a).

Неоархейские коматииты и базальты на диаграмме К. Конди (рис. 19) как располагаются выше линии ΔNb ($\Delta Nb > 0$) в поле расплавов производных плюмов, так и смещаются в поле составов обогащенных веществом коры и/или литосферной мантии. Аналогичные изменения были установлены ранее при сравнении палео- и мезоархейских базитовых вулканитов с неоархейскими в Зап. Австралии (Arndt et al., 2001; Condie, 2005), имею-

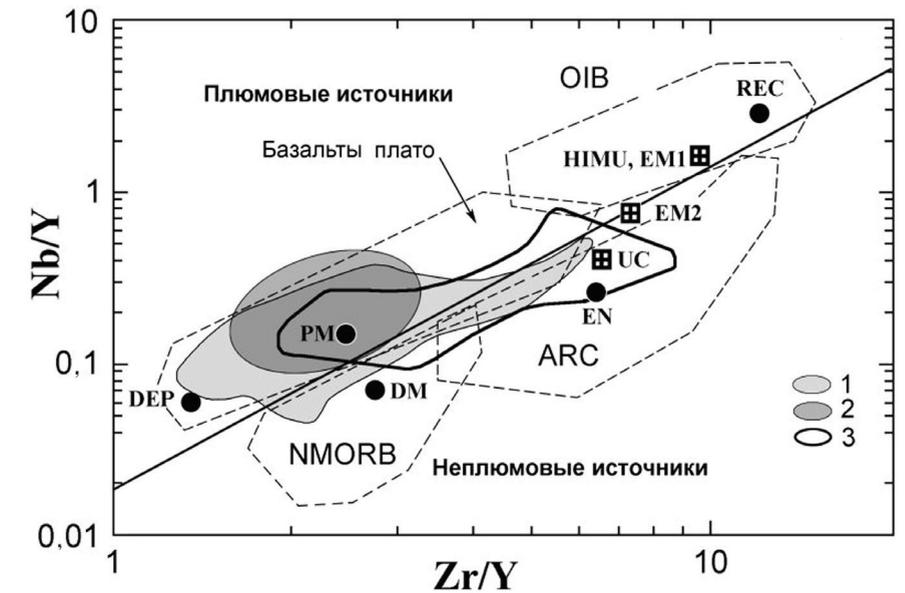


Рис. 19. Диаграмма Nb/Y — Zr/Y с полями распространения коматиитов и базальтов: Водлозерского (1), Западно-Карельского (2) и Центрально-Карельского (3) доменов. Поля коматиитов и базальтов различных геодинамических обстановок и положение различных мантийных и коровых источников приведены по К. Конди (Condie, 2005)

щими возраст, соответственно, 3,46–3,0 и 2,72–2,68 млрд лет. В последние годы к выводу о плюмовой природе базальтов поясов Суомуссалми и Кухмо (2,82 млрд лет) пришли финские исследователи, при этом породы пояса Иломанси с возрастом 2,72 млрд лет они рассматривают как субдукционные образования (Huhma et al., 2012a)

Сравнение состава ТТГ гнейсо-гранитных ареалов Карельской провинции с плагиогранитоидами и вулканитами современных геодинамических обстановок показало (Чекулаев, 2009; Вревский и др., 2010), что породы ТТГ ассоциации заметно отличаются от фанерозойских плагиогранитоидов не только формой и размерами массивов, но и рядом геохимических особенностей. Так, фанерозойские плагиогранитоиды содержат заметно больше HREE, Sc, Y и Ti (Condie, 1986; Чекулаев, 2009).

Для сравнения состава среднекислых вулканитов мезоархейских зеленокаменных поясов Карельской провинции с вулканитами современных геодинамических обстановок из-за большого количества аналитических данных нами использованы средние составы для отдельных зеленокаменных структур или районов проявления молодого вулканизма по группам пород (андезиты, дациты и риодациты), а также приводимые в литературе данные о средних содержаниях элементов в вулканитах из конкретных

районов. Эти данные приведены на рис. 20, на котором видно, что мезоархейские вулканы Карелии заметно отличаются от фанерозойских аналогов. От адakitов они отличаются прежде всего более низкими содержаниями Sr при иногда близкой магнезиальности, от фанерозойских вулкаников островных и континентальных дуг — более высокими mg#, Zr/Y, $(Ce/Sr)_n$, $(La/Yb)_n$, заметно более низкими содержаниями одновременно Sr и Y, что не может быть отражением лишь глубины образования расплава. То есть для образования вулканических и плутонических палео-мезоархейских пород не представляется достаточно обоснованной субдукционная модель магмообразования.

Неоархейские вулканы Центрально-Карельского домена по составу ближе к вулканикам современных дуг (рис. 17), но также отличаются от них

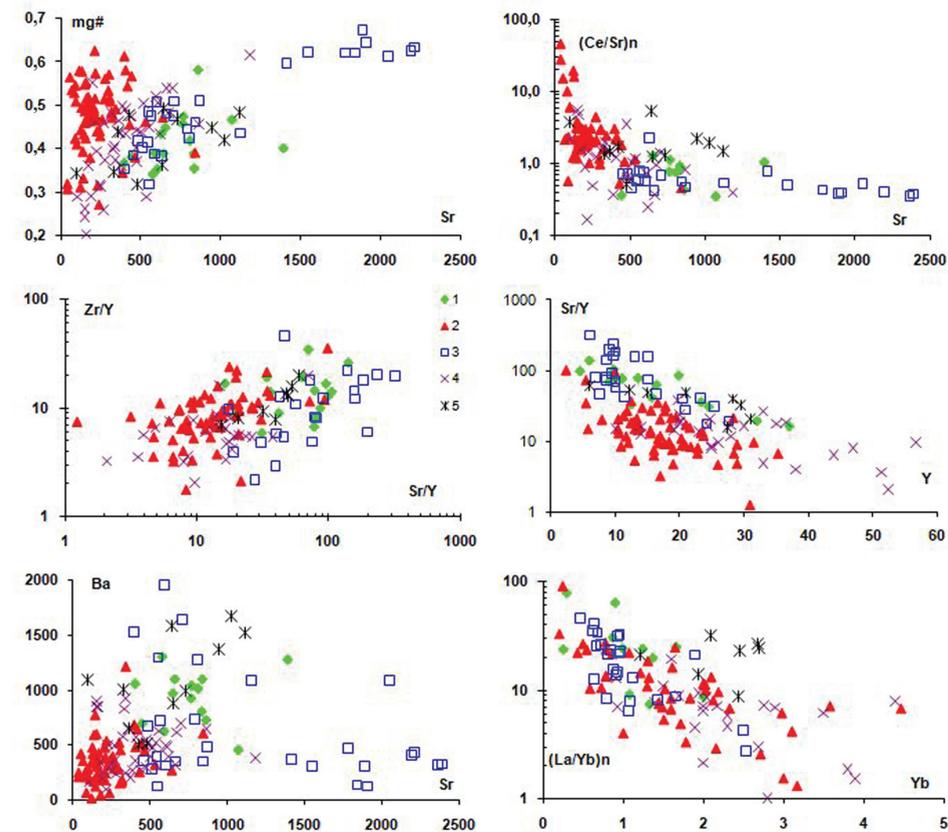


Рис. 20. Диаграммы средних значений Sr — mg#, Zr/Y — Sr/Y, Sr — Ba, Sr — $(Ce/Sr)_n$, Y — Sr/Y, $(Yb)_n$ — $(La/Yb)_n$ для среднекислых вулкаников отдельных структур и комплексов Центрально-Карельского домена (1), Западно-Карельского и Водлозерского доменов (2) Карельской провинции; вулкаников современных обстановок: адakitов (3), островных дуг (4), континентальных дуг (5)

более высокими Sr, Ba, Zr/Y, $(La/Yb)_n$ и более низкими содержаниями Y. Судя по некоторым диаграммам, вулканы неоархея близки по составу к вулканикам континентальных дуг, отличаясь от последних более низкими содержаниями Ba, Y, Yb и значениями $(Ce/Sr)_n$.

Таким образом, совокупность геологических, геохимических и изотопных данных свидетельствует об образовании магматических и плутонических пород Карельской провинции в мезоархее под воздействием плюма, проявление которого имело место как минимум дважды (Арестова и др., 2015).

Неоархейский этап эволюции и формирования коры провинции был отделен от мезоархейского периодом стабилизации коры. При этом неоархейские породы заметно отличаются по строению зеленокаменных поясов и составу пород от мезоархейских образований. В то же время неоархейские вулканы также отличаются от современных островодужных вулкаников, однако имеют определенное сходство с молодыми, в частности вулканиками континентальных дуг. Это сходство подчеркивается широким развитием в разрезах неоархейских поясов метасадков, имеющих весьма ограниченное распространение в мезоархейских структурах.

Кроме того, в неоархее на всей архейской части Фенноскандинавского щита появляются магматические комплексы, отсутствующие в мезоархее. Прежде всего это многочисленные интрузии и дайки субщелочных пород — санукитоидов, сиенитов, лампрофиров — продуктов плавления метасоматизированной мантии с возрастом 2,72–2,74 млрд лет (Halla, 2005; Егорова, 2014). Во-вторых, это постскладчатые интрузии плагиомикроклиновых гранитов с возрастом 2705–2680 млн лет и связанный с ними привнос в верхнюю часть коры К с образованием обширного комплекса гранит-мигматитов, слагающих значительную часть коры всех архейских провинций Фенноскандинавского щита (Чекулаев, 1996; Ранний докембрий..., 2005).

Однако отличия состава неоархейских вулкаников Карелии от пород современных обстановок, постскладчатый или внутриплитный характер и широкое распространение по площади неоархейского интрузивного магматизма не позволяют однозначно интерпретировать их образование только как результат плейт-тектоники, а рассматривать как результат совместного действия плюма и плейт-тектоники по аналогии с зеленокаменными поясами канадской провинции Сьюперior (Wyman, 1999; Wyman et al., 2002). Результатом этих процессов в Карельской провинции стало образование более молодого крупного фрагмента архейской коры, а именно Центрально-Карельского домена, фактически соединившего более древние фрагменты коры, Водлозерский и Западно-Карельский домены, что, возможно, предопределило образование в неоархе суперконтинента Кернорленд.

1.3.4. Выводы

Таким образом, в результате анализа имеющихся геологических, геохимических и геохронологических данных об образовании магматических и плутонических комплексов, в результате сформировавших архейскую кору крупной Карельской провинции Фенноскандинавского щита, можно сделать следующие основные выводы:

1. Установлены основные этапы архейского корообразования в интервале 3,24–2,60 млрд лет, выраженные формированием прежде всего вулканитов зеленокаменных поясов и пород ТТГ ассоциации.

2. Кора Водлозерского домена сложена преимущественно палео- и мезоархейскими породами с возрастом 3,24–2,85 млрд лет, которые были образованы в течение нескольких этапов и являются более древними, чем породы, слагающие Западно-Карельский и Центрально-Карельский домены.

3. Мезоархейские вулканиты и ТТГ-породы Западно-Карельского домена имеют близкий возраст около $2,8 \pm 0,05$ млрд лет и сходны по составу с аналогичными породами Водлозерского домена, т. е. образованы в сходных условиях.

4. Мезоархейские среднекислые вулканиты отличаются по составу от аналогичных пород современных плейттектонических обстановок, а отвечают условиям развития плюмов.

5. Неоархейские среднекислые вулканиты и ТТГ породы, слагающие Центрально-Карельский домен, существенно отличаются по составу от таковых мезоархейского возраста, представляющих соседние Водлозерский и Западно-Карельский домены, более высокими содержаниями Rb, Sr, P, La, Ce и, соответственно, отношениями Sr/Y, La/Yb, La/Sm, что свидетельствует об ином составе источников неоархейских пород и указывает на то, что на рубеже около 2,75–2,78 млрд лет назад в Карельской провинции Фенноскандинавского щита произошло резкое изменение условий корообразования, приведшее к формированию вулканогенно-осадочных и плутонических комплексов пород, отличных по составу от мезоархейских, а также специфических комплексов субщелочных пород и гранитов

6. Неоархейские вулканиты Карельской провинции отличаются от современных островодужных, приближаясь по составу к вулканитам континентальных дуг.

7. Установленные различия и вариации состава неоархейских пород обусловлены смешением плюмовых источников с веществом континентальной коры и/или литосферной мантии, что могло быть следствием совместного действия плюмов и плейт-тектоники. Результатом этих процессов стало образование более молодого крупного фрагмента архейской коры, Центрально-Карельского домена, фактически соединившего более

древние фрагменты коры, возможно, предопределило образование неоархейского суперконтинента Кенорленд.

1.4. ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ АРХЕЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Древнейшая тоналитовая континентальная кора в последующие этапы геологического развития претерпела весьма существенные преобразования под влиянием высокоградного метаморфизма в условиях высокотемпературных субфаций амфиболитовой и гранулитовой фации, когда широко проявлялись гранитизация и мигматизация, включающие в себя, как необходимые элементы, инфильтрационный метасоматоз и частичное плавление пород разного состава. По существу, в глубинных зонах земной коры таким путем возникали коровые магматические очаги.

Здесь, наряду с привлечением новых данных, синтезируется информация, полученная авторами в последние годы по проблеме мигматитообразования и генерации коровых магматических очагов (*Sedova et al.*, 1993; *Глебовицкий, Седова*, 1998; *Седова и др.*, 1996; 2001; 2004; 2005; 2006; 2008; *Глебовицкий и др.*, 2002; 2003; 2006; *Балтыбаев и др.*, 2006, 2009). В качестве объектов исследования выбраны зоны высокоградного метаморфизма Беломорского пояса, свекофеннид Северного Приладожья, западной части Джугджуро-Становой складчатой области и западной части Алданского щита (а точнее, одноименного гранулитового ареала). Целью этого исследования было проследить эволюцию процессов генерации и преобразования земной коры на фоне закономерно меняющихся термодинамических режимов глубинного петрогенезиса.

1.4.1. Первичная гранитоидная кора и существующие модели ее происхождения

Как уже отмечалось, первичная кора в архейских и, как нам кажется, в палеопротерозойских регионах сложена тоналит-гранодиоритовой ассоциацией (ТТГ). Как показано в работах (*Condie*, 1981; 1986; *Rollinson*, 1997), геохимические параметры этой ассоциации мало меняются в интервале времени 3,7–2,7 млрд лет. Из всех перечисленных регионов ТТГ исследованы лучше всего в пределах Карельского кратона и Беломорского пояса (Фенноскандинавский щит). Как видно на рис. 21 (данные по Фенноскандинавскому щиту взяты в (Ранний докембрий..., 2005)), состав наименее измененных тоналитов мало отличается от среднего состава рассматриваемой ассоциации (*Rollinson*, 1997). Исключение составляют Th, Y,

Yb, Lu, концентрация которых немного повышается в ТТГ Карелии. Очень похожи на них метадациты Каликорвинской структуры, которая является частью Северо-Карельского зеленокаменного пояса, представляющего собой архейскую островодужную систему Беломорского пояса (Ранний докембрий..., 2005; Шипанский, 2008). Тоналитовые гнейсы Беломорского пояса, возникшие при метаморфизме тоналитов с возрастом 2,74–2,78 млрд лет, широко развитые внутри этого пояса, отличаются от ТТГ Карельского кратона и Северо-Карельского зеленокаменного пояса пониженными содержаниями всех рассматриваемых элементов (Седова, Глебовицкий, 2005).

В связи со сказанным интересно сравнение ассоциации ТТГ с известково-щелочной серией плутонитов среднего и кислого состава, развивающейся в островодужной системе в зрелую стадию ее эволюции (рис. 21). В последней происходит заметное обогащение Rb, K и Ba и Th, за счет чего усиливается отрицательная аномалия Nb. Обращает на себя внимание резкое увеличение интенсивности отрицательной аномалии Ti и четко выраженное накопление в магмах известково-щелочной серии HREE и Y. LREE обнаруживают явную тенденцию к обогащению. Zr во всех случаях формирует более или менее выраженную положительную аномалию. Eu и P ведут себя неопределенно, что связано с локальными особенностями дифференциации магм.

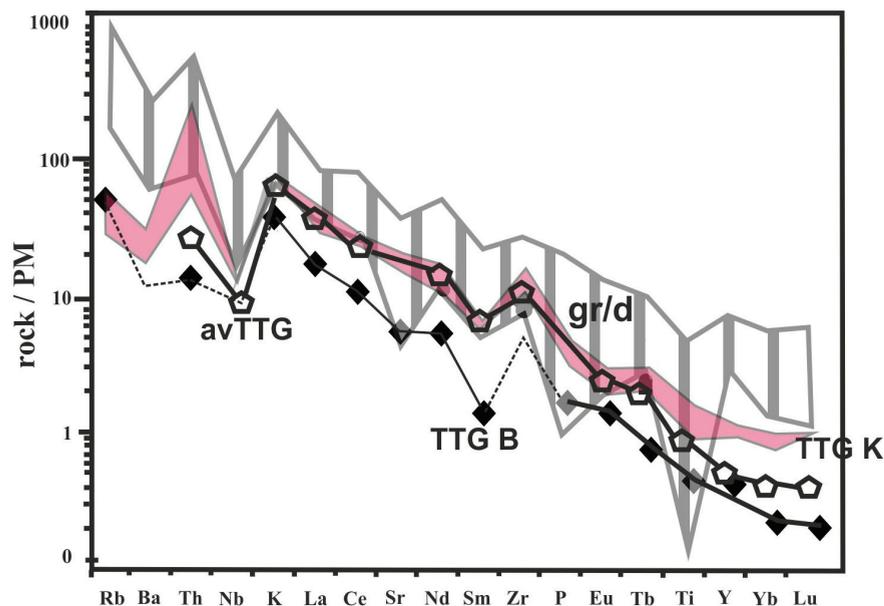


Рис. 21. Мультиэлементная диаграмма распределения элементов в тоналитовых гнейсах Карелии — ТТГ К (Ранний докембрий..., 2005) и Беломорья — ТТГ В (Седова, Глебовицкий, 2005) в сравнении со средним составом тоналитовых гнейсов — avTTG (Rollinson, 1997) и комплексом диоритов, гранодиоритов и гранитов известково-щелочной серии Северо-Карельского зеленокаменного пояса — gr/d (Ранний докембрий..., 2005)

В целом перечисленные особенности поведения редких (в том числе редкоземельных) элементов в приведенных выше сериях могут находить объяснение при рассмотрении процессов парциального плавления вещества верхней мантии. Появление отрицательной аномалии Nb (и Ta) может свидетельствовать, прежде всего, об устойчивости амфибола в рестите. Появление амфиболсодержащих пород в верхней мантии может быть связано либо с поступлением вещества гидратированной океанической коры в зону субдукции, либо с метасоматическими изменениями перидотитов мантии и с их амфиболлизацией. Амфибол концентрирует названные элементы (Moine et al., 2001). Сильным аргументом в пользу устойчивости амфибола в рестите при парциальном плавлении вещества мантии является появление в магматических породах хорошо выраженной отрицательной аномалии Ti. Появление в рестите граната с клинопироксеном вместо ортопироксена с плагиоклазом приводит к заметному обеднению возникающих магм тяжелыми REE и Y. В то же время накопление плагиоклаза в рестите может обусловить появление в них отрицательной аномалии Eu, но этот признак не является достаточно устойчивым, а особенно для плутонических пород, т. к. процесс фракционной кристаллизации плагиоклаза может усиливать отрицательную аномалию в остаточных расплавах и редуцировать ее в ранних дифференциатах.

Непротиворечивую, но не безупречную модель формирования архейской континентальной коры предложил Э.Мартен (Marten, 1995; 1999; Marten et al., 2005). Она находится в хорошем согласии с только что изложенными особенностями геохимии архейских гранитоидов Фенноскандинавского щита (рис. 22). При построении этой модели приняты во внимание экспериментальные результаты по солидусу толеитов при 5 % насыщении их водой, по реакциям дегидратации в океанической литосфере роговой обманки, антофиллита, хлорита, талька, тремолита, цоизита, данные по стабильности граната и плагиоклаза. Тем самым было ограничено поле на РТ-диаграмме, где происходит парциальное плавление гидратированных толеитов и формирование амфибол- и гранатсодержащего рестита. Кроме того, была учтена информация о термическом градиенте вдоль поддвигающейся пластины океанической коры в современных зонах субдукции (ссылки см.: Marten, 1999).

На этом основании сделано обобщение об условиях формирования расплавов, родоначальных для островодужных (надсубдукционных) изверженных пород. Предложено три варианта решения вопроса: 1) при высоком градиенте температуры гидратированная кора плавится на небольших глубинах, где в рестите устойчив плагиоклаз, а взаимодействие магмы с мантийным клином ввиду его малой мощности не происходит или оно очень

слабое; 2) градиент температуры вдоль погружающейся пластины средний, но достаточный для начала частичного плавления гидратированного толеита в поле устойчивости гранатов парагенезисов, а мантийный клин хотя и не мощный, но достаточно разогрет, чтобы взаимодействие с ним магмы было возможно; 3) градиент температуры очень низкий, так что дегидратация подвигающейся пластины происходит до ее плавления, обуславливая приток флюида в мантийный клин, его метасоматические изменения и частичное плавление. Первое из этих решений отвечает, по мнению Мартена, обстановкам, существовавшим в архее. Второе решение отвечает редко встречающимся в современных обстановках условиям формирования адакитовых магм. Третье решение отражает генезис известково-щелочных островодужных магм.

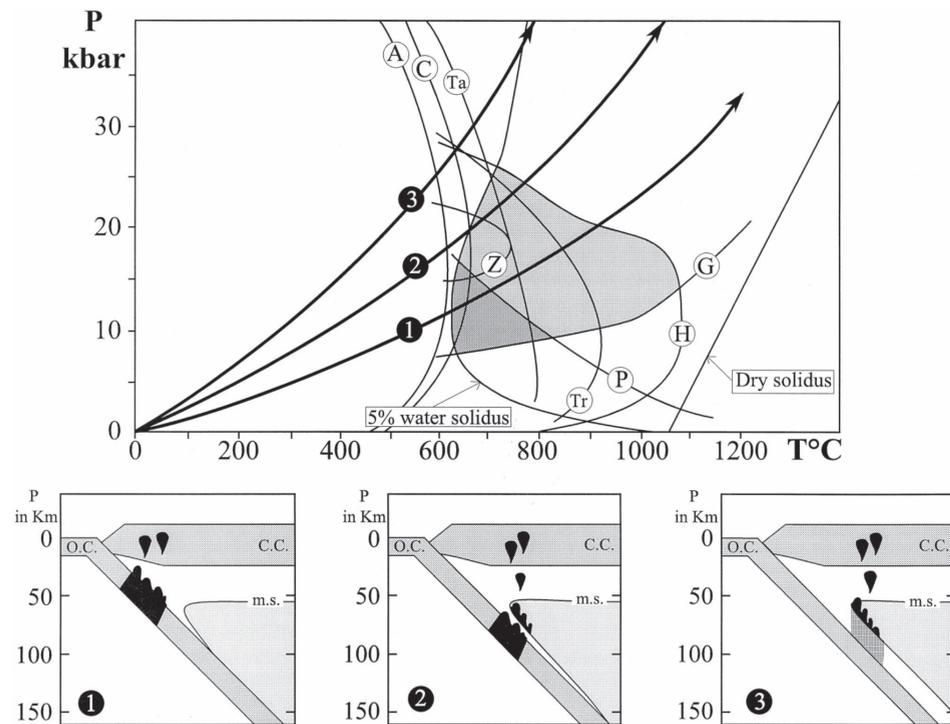


Рис. 22. Диаграмма P-T плавления гидратированного базальта (амфиболита) по (Marten, 1999).

Показана линия водонасыщенного (5 % воды) и сухого солидуса, верхние пределы устойчивости антофиллита (A), хлорита (C), талька (Ta), цоизита (Z), плагиоклаза (P), тремолита (Tr), роговой обманки (H), граната (G). Темное поле — область устойчивости плагиоклаза, светлое — область устойчивости роговой обманки. Линии 1, 2, 3 соответствуют разным градиентам температуры вдоль погружающейся пластины океанической коры и разным глубинам очагов плавления на моделях в нижней части рисунка, где О.С. — океаническая кора, С.С. — континентальная кора, m.s. — солидус гидратированной мантии, черные участки — магмы, темносерый крап на врезке 3 — флюид

Модель, в целом непротиворечивая, вызывает все-таки сомнения в ее реальности. Если общий вывод о повышенных тепловых потоках в древних зонах субдукции и пониженных в молодых фанерозойских структурах не вызывает сомнения, то соотнесение архейских режимов магмогенерации только с первым решением проблематично, и дело, прежде всего, в геохимическом подобии многих пород ассоциации ТТГ и адакитов, а также наличии последних в сочетании с типичными известково-щелочными сериями вулканитов и плутонитов в архейской континентальной коре. Об этом свидетельствуют приведенные здесь данные об архейском магматизме Фенноскандинавского щита.

Поздняя палеопротерозойская эпоха магматизма наиболее детально изучена в Свекофеннском аккреционном орогене, на большей части территории которого отсутствуют явные признаки досвекофеннской (архейской) коры. Преимущество этого региона как реперного определяется двумя обстоятельствами. Во-первых, общая последовательность формирования комплексов магматических пород подтверждается не только геологическими наблюдениями, но и изотопно-геохронологическими данными (Lahtinen, 1994; 1996; Ранний докембрий..., 2005). Во-вторых, были исследованы процессы регионального высокоградного метаморфизма и ультраметаморфизма и определено их положение в хронологической последовательности. Пик этого метаморфизма определяется датой 1,88 млрд лет (Глебовицкий и др., 2001) и синхронен с внедрением интрузий ортопироксеновых диоритов и тоналитов (эндербитов), а также гранитов (чарнокитов).

Первая стадия корообразования (1,93–1,91 млрд лет) соответствует формированию наиболее древней (примитивной) островной дуги в непосредственном обрамлении Карельского кратона, когда внедрялись тоналит-трондьемитовые магмы, родоначальные для вулканоплутонической ассоциации тоналитов и дацитов (Lahtinen, 1994). По существу, это близкий аналог архейской ассоциации ТТГ. По общим особенностям геохимии REE они действительно похожи. Но есть и существенные различия. В протерозойских тоналитах, даже в низкоиттриевых, не наблюдается столь значительного обеднения тяжелыми REE (Lahtinen, 1994), как в архейских ТТГ (рис. 23). Это может свидетельствовать о сравнительно малых глубинах зарождения магматического очага, где в рестите неустойчив гранат.

Следующая стадия корообразования (1,91–1,87 млрд лет) отличается проявлением разнообразного гранитоидного магматизма и, в частности, становлением крупных гранодиоритовых плутонов известково-щелочной серии. Об особенностях этих магм можно судить по данным о петрологии и геохимии лауватсаарского комплекса кварцевых диоритов и тоналитов и куркиекского комплекса эндербитов (Седова и др., 2004). Особенностью

магм, родоначальных для лауватсаарского комплекса (возраст 1,87 млрд лет) (Глебовицкий и др., 2001; Ранний докембрий..., 2005), является их обогащение литофильными и легкими REE по сравнению с более ранними тоналито-гнейсами. По содержанию тяжелых REE и Y они не отличаются друг от друга. Особенно важно значительное накопление к этому моменту в коре U, Th и K (рис. 24). По редкоземельной геохимии гранитоиды известково-щелочной серии отличаются от тоналито-гнейсов. Внедрению известково-щелочных магм непосредственно предшествовало формирование эндробит-чарнокитовой ассоциации магматических пород, которые в основной своей массе не отличаются от тоналитов и тоналито-гнейсов ни по общему содержанию REE, ни по степени их дифференцированности (рис. 23). Вместе с тем есть и исключения из этого правила, которые могут быть проиллюстрированы на примере эндробитов куркиекского комплекса, которые контролируют размещение зоны гранулитовой фации. Они имеют возраст 1,88 млрд лет (Глебовицкий и др., 2001; Ранний докембрий..., 2005). По общим геохимическим особенностям они заметно отличаются от типичной известково-щелочной серии почти полным отсутствием или сла-

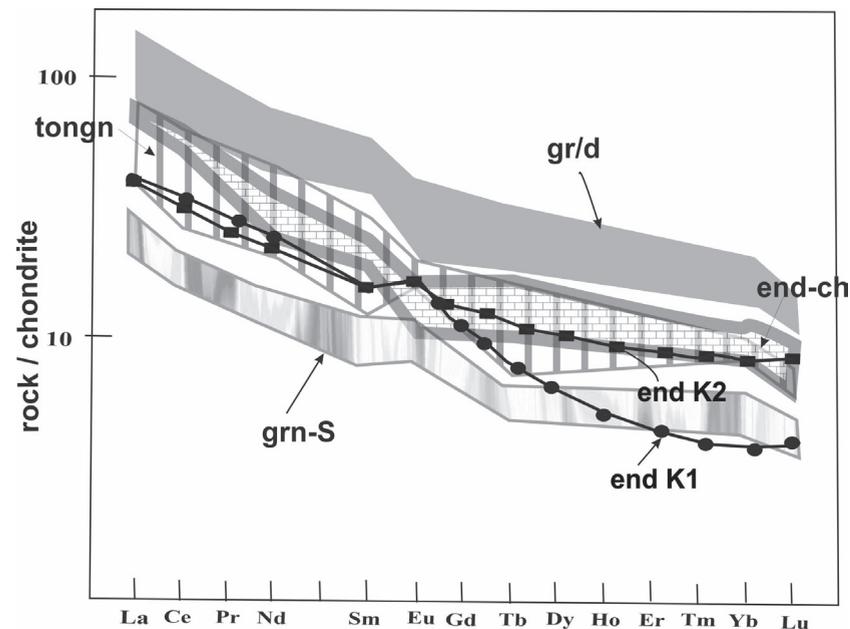


Рис. 23. Распределение REE в породах Свекофеннского орогена Фенноскандинавского щита (Lahtinen, 1994; 1996).

Обозначения: tongn — тоналито-гнейсы, end-ch — комплекс эндробитов-чарнокитов, gr/d — комплекс пород известково-щелочной серии, grn-S — граниты S типа. Для сравнения показаны эндробиты главной (end K1) и передней (end K2) фаз плутона Куркиеки С. Приладожья (Седова и др., 2004)

бым проявлением аномалий Nb, Ta и Ti и характеризуются сильным обеднением HREE и Y (рис. 23, 24), что связано с глубоким расположением зоны генерации магмы.

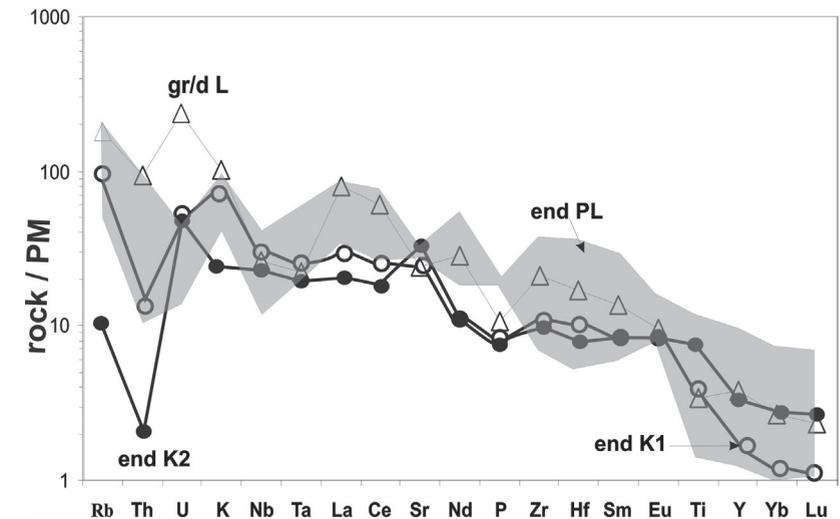


Рис. 24. Нормированные к примитивной мантии (Rudnic, Gao, 2003) содержания элементов в эндробитах С. Приладожья (Седова и др., 2008).

End K1 и end K2 — эндробиты главной и передней фаз плутона Куркиеки (средние), end PL — эндробиты малых тел района Путсаари-Лакхденпохья, для сравнения нанесены gr/d L- тоналиты плутона Лауватсаари

1.4.2. Преобразование коры в зонах высокоградного метаморфизма

Последовательность гранитообразования в зонах ультраметаморфизма

Общие закономерности эволюции мигматитовых полей и проявления в их пределах гранитизации были исследованы нами в Северном Приладожье, где эти процессы были связаны с ранее обоснованной структурной шкалой последовательности геологических событий (Мигматизация..., 1985). Было выделено несколько следующих друг за другом генераций лейкосом мигматитов. Их удалось синхронизировать со стадиями складчатых деформаций. Две ранние генерации лейкосом (Lc₁₋₂) образуют «послойные», или полосчатые (stromatic type), мигматиты и обычно трудно различимы из-за сильно проявленных деформаций, приводящих лейкосомы в субпараллельное положение. Степень насыщения ими толщи не превышает 20–25 %, а обычно заметно меньше. Эти мигматиты встречаются в качестве ксенолитов в эндробитах, что достаточно точно определяет их

положение в общей последовательности мигматитообразования. Мелкие интрузии эндербитов секут ранние лейкосомы. Lc_{1-2} были интерпретированы как продукты анатексиса, или парциального плавления, протекающего в открытой системе. Третья генерация лейкосом (Lc_3) обычно формирует сетчатые или брекчиевидные мигматиты (network type). Иногда же она присутствует в виде секущих жильных тел. Лейкосомы третьей генерации рассматривались как результат диатексиса, или практически полного плавления пород в локальных зонах сдвиговых деформаций, что достаточно хорошо согласуется с интерпретацией подобных образований исследователями, занимающимися этими явлениями (например, *Brown, 1979; Brown, D'Lemos, 1991; Chapell et al., 1987; Milord et al., 2001; Greenfield et al., 1996; Sawyer, 1998*). Ранее мы привели более подробную аргументацию происхождения диатектитов этого района (*Глебовицкий, Седова, 1998; Седова и др., 2008*). Результатом диатексиса является формирование и более поздних обособленных тел гранодиоритов и тоналитов Путсаари (gr/d P), которые пользуются достаточно широким распространением в зоне высокоградного метаморфизма (верхи амфиболитовой и гранулитовая фация).

Следующая, четвертая генерация лейкосом (Lc_4) представляет собой серии субпараллельных гранитных жил (мощностью до 0,10–0,30 м), насыщающих толщи на 40 % и более. В некоторых местах можно наблюдать мигматитовые поля, где остаются лишь редкие остатки пород субстрата. Эта мигматизация накладывается на все предшествующие мигматиты, включая диатектиты. Кроме того, эти мигматиты накладываются на рой деформированных даек среднего и основного состава, которые, с другой стороны, секут лейкосомы ранних генераций. Пятая и шестая генерации лейкосом (Lc_5 и Lc_6) представляют собой серию жил разной мощности, секущих все более ранние образования. Цикл гранитообразования завершается формированием гранитов нормального ряда, примером которых служит массив Терву.

Вся эта последовательность мигматитообразования подробно документирована (*Мигматизация..., 1985*) и позже датирована. Первые две генерации лейкосом совпадают с пиком метаморфизма, синхронным с внедрением эндербитов куркиекского Плутона, возраст которых 1,88 млрд лет. Возраст гранитов Терву, завершающих цикл мигматитообразования, 1,86 млрд лет (*Глебовицкий и др., 2001*). Лейкосомы от третьей до пятой генерации удалось датировать по монациту, дающему близконкордантные значения (рис. 25) в интервале 1,87–1,86 млрд лет (*Балтыбаев и др., 2006*).

Сходный, хотя и более сложный характер эволюции полимигматитов установлен в Беломорском поясе. Особенно отчетливо последовательность лейкосом видна в биотитовых и биотит-амфиболовых тоналитовых гней-

сах (*Седова, Глебовицкий, 2005*), которые на данном участке имеют возраст 2,74 млрд лет (*Бибикова и др., 1999*), и в базитах. Как и в Северном Приладожье, выделяется две ранних генерации лейкосом (Lc_1 и Lc_2), причем появление Lc_1 связано с объемным замещением тоналитов трондьемитогнейсами (рис. 26, а, б) в тектонически напряженной среде. Lc_2 образует серии субпараллельных жил (рис. 26, в). Третья генерация (Lc_3) представлена тоналитовыми телами, часто ориентированными вдоль осевых поверхностей складок, в которые сминаются ранние лейкосомы. Сами же Lc_3 тоже деформированы, а вдоль новых осевых поверхностей располагаются лейкосомы четвертой генерации (рис. 26, в). Lc_3 интерпретированы нами как диатектиты, сегрегация которых приводит к формированию более или менее значительных по размерам тел гранитоидов. Четвертая генерация лейкосом (Lc_4) образует грубо полосчатые мигматиты.

Последующие преобразования субстрата заключаются в формировании по крайней мере двух генераций лейкосом Lc_5 и Lc_6 (рис. 26, з, д), сложенных средне- и крупнозернистыми гранитами или трондьемитами. Часто они содержат роговую обманку, даже в том случае, когда в гнейсах субстрата она отсутствует. Эти поздние лейкосомы отделены от более ранних

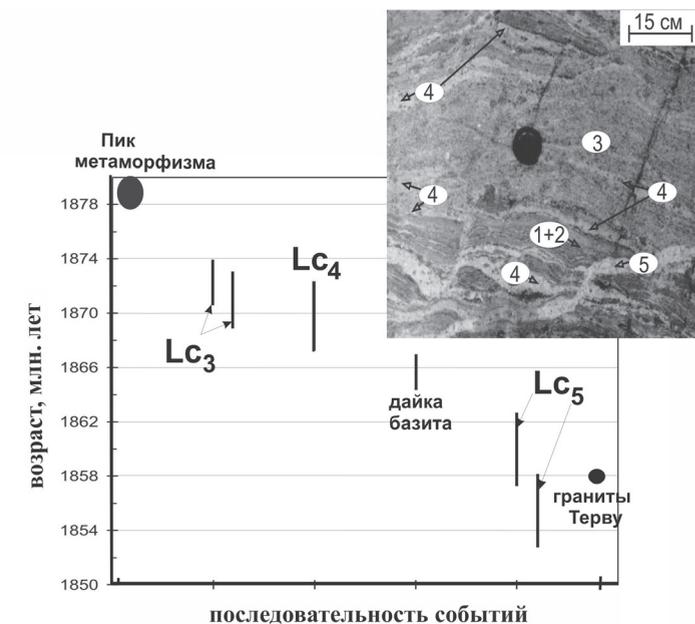


Рис. 25. Интервалы возрастов по монациту лейкосом разных генераций для мигматитов С. Приладожья (*Балтыбаев и др., 2006*). Для пика метаморфизма и гранитов Терву возраст определен по циркону. Lc_3 , Lc_4 , Lc_5 — лейкосомы третьей, четвертой и пятой генераций. На врезке генерации лейкосом показаны цифрами в кружках

внедрением тел лерцолитов и габбро-норитов (друзитов), возраст которых 2,45 млрд лет (Ранний докембрий..., 2005). Это доказывается многочисленными наблюдениями, как, например, на острове Кривом (рис. 27), где видно пересечение контактом друзитов с зоной «закалки» полосчатости ранних мигматитов. В то же время сами друзиты подвергаются мигматизации. Были предприняты специальные исследования цирконов из молодых лейкосом на ионном микрозонде NORDSIM в Стокгольме (Бибикова и др., 2001). Большая часть зерен дали близконкордантные значения 1875 ± 12 млн лет, что как раз и определяет время поздней мигматизации. Что же касается ранней последовательности, то она ограничена не только

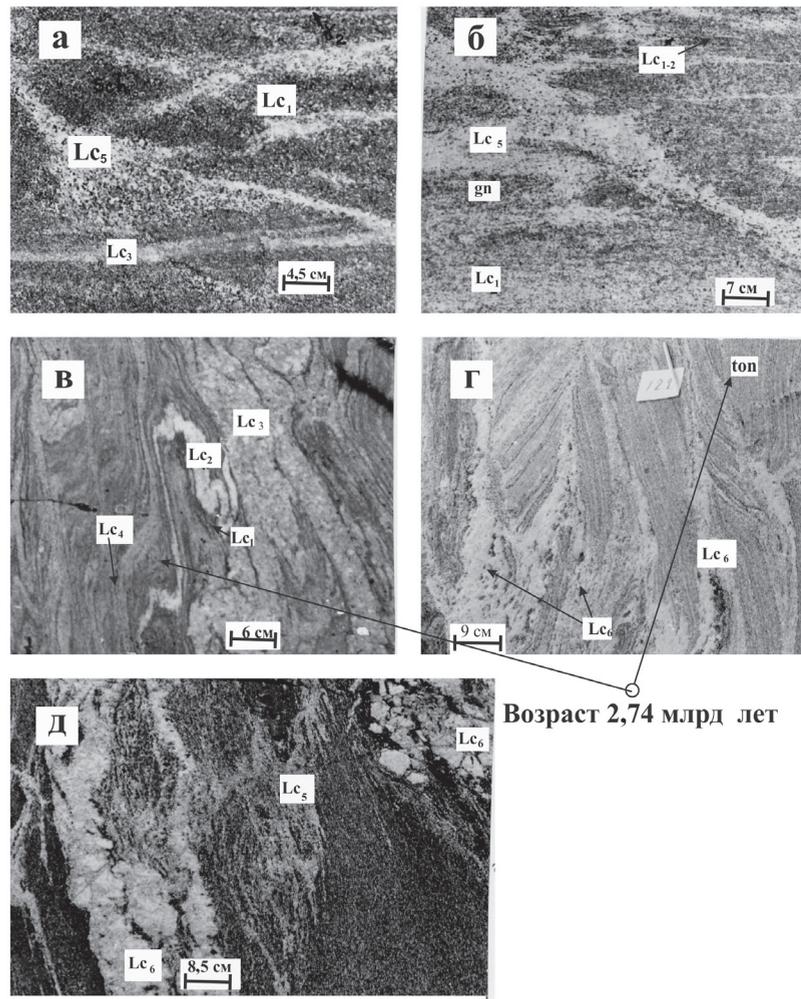


Рис. 26. Мигматиты с последовательными генерациями лейкосом в тоналитогнейсе (а–г) и базитах (д) (Беломорский пояс)

возрастом друзитов, но и прямым датированием диатектитов — 2,68 млрд лет (Бибикова и др., 1999) и определением возраста изверженного протолита тоналитовых гнейсов — 2,74 млрд лет. В этой связи интересны данные о возрасте гранулитов Беломорского пояса, который варьируется в интервале 2,70–2,72 млрд лет (Ранний докембрий..., 2005). Отсюда вытекает вывод о не очень значительной продолжительности неоархейского этапа мигматитообразования — не более 40 млн лет, что сравнимо с оценками длительности рассматриваемых процессов в Свеккофеннском орогене.

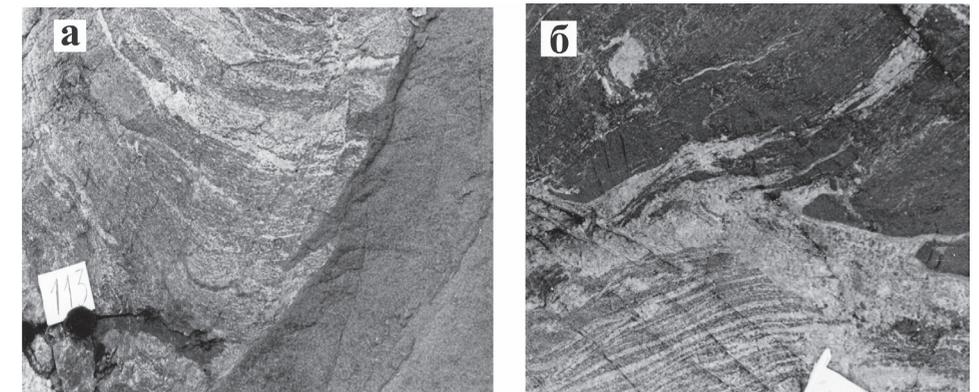


Рис. 27. Дайка друзитов (2,45 млрд лет) пересекает мигматиты с лейкосомами I–IV генераций (а) и сетется лейкосомами V генерации (б) (Беломорский пояс)

Аргументация последовательности мигматитообразования в пределах Джугджуро-Становой складчатой области (ДССО) приведена в специальной публикации (Глебовицкий и др., 2008). Сама структурная шкала построена по тем же принципам, что и при анализе геологической информации в Свеккофеннском орогена и Беломорском поясе. В отличие от них, в ДССО эта последовательность оказывается значительно более длинной. Но что касается раннего периода эволюции, то она во многом напоминает Беломорский пояс. Характерно широкое развитие становых (или древнестановых) гранитогнейсов (Lc_1), сформированных в основной массе до появления анатектической мигматизации, когда они и были преобразованы в комплекс полимигматитов с последовательно формирующимися лейкосомами Lc_2 , Lc_3 , Lc_4 , одна из которых (Lc_3) идентична диатектитам. В связи с формированием покровно-надвиговой структуры позднего этапа тектонической эволюции возникала новая генерация гранитных жил Lc_5 , а затем по зонам сдвиговых деформаций формировались тоналитогнейсы и ветвистые мигматиты с лейкосомами Lc_6 .

С помощью SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ были исследованы 4 генерации циркона гранитогнейсов (Lc_1): для I генерации (ритмично-зональные

ядра) определен возраст 2960 и 3010 млн лет, соотношенный с возрастом изверженного (преимущественно вулканогенного) протолита (*Глебовицкий и др.*, 2007); для II и III генераций — 2703 млн лет (*Глебовицкий и др.*, 2008), соответствующий высокотемпературному метаморфизму и гранитизации в условиях амфиболитовой фации, которые коррелируются с гранулитовым метаморфизмом и ультраметаморфизмом, проявленным на всей территории ДССО; для IV генерации — 1915 млн лет, возможно соответствующий метаморфизму, широко проявленному на обширных территориях Восточной Сибири и связанному с коллизией Становой плиты и края Сибирского кратона. От I к IV типу в цирконах установлено уменьшение REE, U, Th, а также Th/U отношения. Цирконы из генерации Lc₃, образующих наряду с согласными жилами и более крупные секущие тела, имеют конкордантный возраст 139 млн лет, сопоставимый с возрастом позднестановых гранитов. Изменения состава от более древних ядер к молодым каймам аналогичны указанным выше для Lc₁ (от I к IV типу). Конкордантный возраст цирконов из лейкосом шестой генерации — 127–130 млн лет. Th/U отношения в них возрастают и становятся в ряде зерен >1 в отличие от более низких (<1) их значений в ядрах, что может свидетельствовать о прогрессирующем плавлении пород после метасоматической подготовки. Специальное исследование цирконов из лейкосом ранних мигматитов показало, что его возраст — 2713 млн лет (*Глебовицкий и др.*, 2008) и что проявление последовательной гранитизации и парциального плавления происходило в течение одного метаморфического цикла.

Проградный метаморфизм, изученный в верхнем течении Алдана (западная часть Алданского щита), условия которого изменялись от амфиболитовой до гранулитовой фации, делает этот регион уникальным для изучения процессов ультраметаморфизма (*Седова и др.*, 1987). В двупироксеновых сланцах, гиперстеновых и гранат-кордиеритовых гнейсах в условиях гранулитовой фации по кристаллизационной сланцеватости развиваются серии послонных миллиметровых жил тоналит-трондьемитового состава (Lc₀), затем происходит последовательное замещение субстрата эндербито-, чарнокито и гранитогнейсами (Lc₁), среди которых постоянно сохраняются реликты (скиалиты) в разной степени преобразованного субстрата и возникают обширные поля теневых мигматитов (небулитов). Эти породы изгибаются в складки, по осевым поверхностям которых располагаются лейкосомы полосчатых мигматитов (Lc₂). Лейкосомы Lc₃, используя раннюю кристаллизационную сланцеватость и развиваясь по секущим зонам, образуют ветвистые мигматиты. В полях небулитов наблюдается мобилизация всей массы пород и возникают реоморфические тела чарнокитов (Lc₃). Этот процесс интерпретируется как диатексис. Дайки основ-

ных пород (двупироксеновые ортосланцы) отделяют чарнокиты от широко проявленной новой вспышки мигматитообразования и гранитизации: в гранат- и кордиеритсодержащих гнейсах это гранатсодержащие граниты, образующие грубополосчатые лейкосомы Lc₄ с переотложением граната и образованием гранат-плагиоклазовых пород, в кристаллических сланцах это пироксенсодержащие диориты, в эндербито- и чарнокитогнейсах — средне- и крупнозернистые граниты с гиперстеном и гранатом. Эти лейкосомы приурочены к осевым поверхностям изоклинальных складок и изгибаются в процессе продолжающейся деформации. Количество лейкосом достигает 50–60 %, так что появляются поля гранитогнейсов, часто гранатсодержащих. В условиях амфиболитовой фации эта последовательность от Lc₀ до Lc₄ сохраняется, но возникающие разновидности лейкосом отвечают биотитовым плагиогранитам и преимущественно гранитам, иногда с гранатом, а в переходной зоне с клинопироксеном и роговой обманкой. В поле небулитов гранулитовой фации в нижней части исследованного разреза по р. Алдан отмечена новая вспышка чарнокитизации и мобилизации, приводящая к формированию новой группы чарнокитов и гранитов Lc₅.

Имеющиеся изотопно-геохронологические данные по цирконам лейкосом мигматитов позволяют провести их детальную периодизацию (*Глебовицкий и др.*, 2012). На основании изучения последовательности автохтонного и параавтохтонного гранитообразования в зоне амфиболитовой фации (обн. 1320) установлено древнейшее (3222–3226 млн лет) метаморфическое событие на Алданском щите (*Глебовицкий и др.*, 2010; 2012), а именно проявление процессов гранитизации и мигматизации, которое отразилось как на тоналит-трондьемитовой древнейшей коре, возраст которой 3,3–3,4 млрд лет (*Nutman et al.*, 1992), так и на гнейсах и кристаллических сланцах супракрустального комплекса. Менее определенно устанавливается событие гранулитового метаморфизма 2,65 млрд лет (*Глебовицкий и др.*, 2012). Завершается древний период эволюции Алданского щита развитием диатектических высококальциевых гранитов и чарнокитов с возрастом 2,45 млрд лет (обн. 1594), которые хорошо коррелируются с протерозойскими лейкократовыми субщелочными и щелочными гранитами зоны сочленения Алданского ареала и Олекминской гранит-зеленокаменной области (*Глебовицкий и др.*, 2012).

Исследование автохтонных гранитоидов зоны гранулитовой фации позволило определить возраст, вероятно, второго гранулитового метаморфизма — 2030–2100 млн лет, что примерно соответствует времени формирования Федоровской островной дуги или предшествует этому событию. На завершающем этапе палеопротерозойского гранитообразования формировался комплекс диатектитовых магматических очагов (приблизительно 1936–1960

млн лет назад), функционирование которых послужило причиной проявления в это же время интрузивного гранитоидного магматизма в центральной части Алданского гранулитового ареала, синхронного с коллизией островной дуги и края континента.

Рассмотрение результатов структурно-геологического анализа мигматитовых полей приводит к заключению, что во всех случаях устанавливается сходная проградная последовательность, запечатленная в смене полосчатых и тeneвых мигматитов (небулитов) сетчатыми и инъекционными мигматитами, анатектитами и диатектитами разной степени мобильности. Процессы гранитизации занимают разные позиции в рассмотренной последовательности (Седова, Глебовицкий, 1984). В Беломорском поясе и в ДССО она предшествует анатектической мигматизации и следующему за ней диатексису. В пределах Алданского ареала сильные тенденции к объемному замещению (гранитизации) гнейсов и кристаллических сланцев проявляются на всех стадиях эволюции. В Свекофеннском же орогене процессы гранитизации приурочены к заключительной стадии эволюции. Наложённые циклы ультраметаморфизма обычно локальны, развиты по сдвиговым зонам, редуцированы, без четкого разделения типов процессов и их последовательности, и как результат — отсутствие закономерностей в смене во времени морфологических типов мигматитов.

Из приведенных наблюдений мигматитовых полей вытекает важный вывод о том, что процессы парциального плавления, даже очень интенсивного, не проявляются сплошным фронтом, а строго локализованы в зонах сдвиговых деформаций, что и позволяет уверенно выделять продукты ранних стадий ультраметаморфизма. Повторяющиеся последовательности мигматитообразования могут как непосредственно следовать друг за другом в рамках одного метаморфического цикла, как это наблюдается в Свекофеннском орогене, так и быть разорванными значительными временными интервалами, как в пределах Беломорского пояса и в ДССО. Так как мы будем обращаться преимущественно к древним событиям, возможность их идентификации показывает достоверность получаемой нами геохимической информации.

1.4.3. Эволюция вещества в процессе гранитизации и мигматизации

Свекофеннский ороген. Реперным объектом, в котором можно проследить эволюцию вещества в процессе мигматизации, является зона высокоградного метаморфизма (высокотемпературная амфиболитовая и гранулитовая фации) в Свекофеннском орогене. Ранние мигматиты примерно синхронны с пиком метаморфизма. Поэтому по ним может быть просле-

жена метаморфическая зональность. Появляются они в зоне устойчивости мусковита с гранатом и силлиманитом в плагиогнейсах и прослеживаются до самой высокотемпературной зоны, где наряду с ортопироксеном и клинопироксеном в кристаллических сланцах, ортопироксеном с калиевым полевым шпатом в гнейсах, в метапелитах и в лейкосомах мигматитов устойчивы гранат, кордиерит, биотит и калиевый полевой шпат. Ранее нами были исследованы расплавные включения в лейкосомах Lc_{1-2} , температура гомогенизации которых меняется по зональности в интервале 680–780 °С (Мигматизация..., 1985).

Ранние мигматиты развиваются главным образом по метаграуваккам турбидитовой толщи ладожской серии и в меньшей степени по метапелитам. По содержанию редких элементов гнейсы субстрата отличаются от среднего состава коры. Они обогащены Rb, K, Th, U, REE, Nb, Ta, Zr, Hf (рис. 28, а). В целом мигматиты не отличаются статистически значимо от гнейсов, но в них, как и в ранних лейкосомах Lc_{1-2} , четко выражена тенденция к обеднению Ta и Nb, Zr и Hf. В поздних лейкосомах эта тенденция усиливается и образуются четко выраженные отрицательные аномалии этих элементов. Особого внимания заслуживает редкоэлементный состав лейкосома третьей генерации. Содержания LREE, Nb, Ta, Zr, Hf в них приближаются к средним по коре.

Рассмотрим более подробно развитие процессов диатексиса и связанного с ним реоморфизма, или, иными словами, зарождение коровых магматических очагов. Началом этих процессов было появление лейкосома Lc_3 после внедрения многочисленных малых тел эндербитов, входящих в куркиекский комплекс интрузивных пород, геохимическая характеристика которых дана на рис. 24. Продуктом диатексиса явился комплекс параавтохтонных гранодиоритов Путсаари (gr/d P) (Глебовицкий, Седова, 1998). Их геологическая позиция четко определяет время образования этих пород между формированием лейкосом Lc_3 и Lc_4 , одновременно с внедрением плутона диоритов — тоналитов — гранодиоритов Лауватсаари (gr/d L) (Седова и др., 2008). Характер взаимоотношений гранодиоритов и вмещающих пород позволяет рассматривать эти образования как диатектические, мало перемещенные от мест своего зарождения. Они возникают как по гнейсам и мигматитам, так и по породам основного и среднего состава: габброидам, эндербитам, сланцам. Морфологически они отличаются друг от друга. Если в случае образования их по гнейсам они дают структуры, типичные для «чистых» диатектитов, то в случае их возникновения за счет основных пород они выглядят как продукты замещения (гранитизации) (рис. 29).

Отметим существенные отличия по главным и малым элементам между разновидностями гранодиоритов. В зависимости от субстрата: при близких

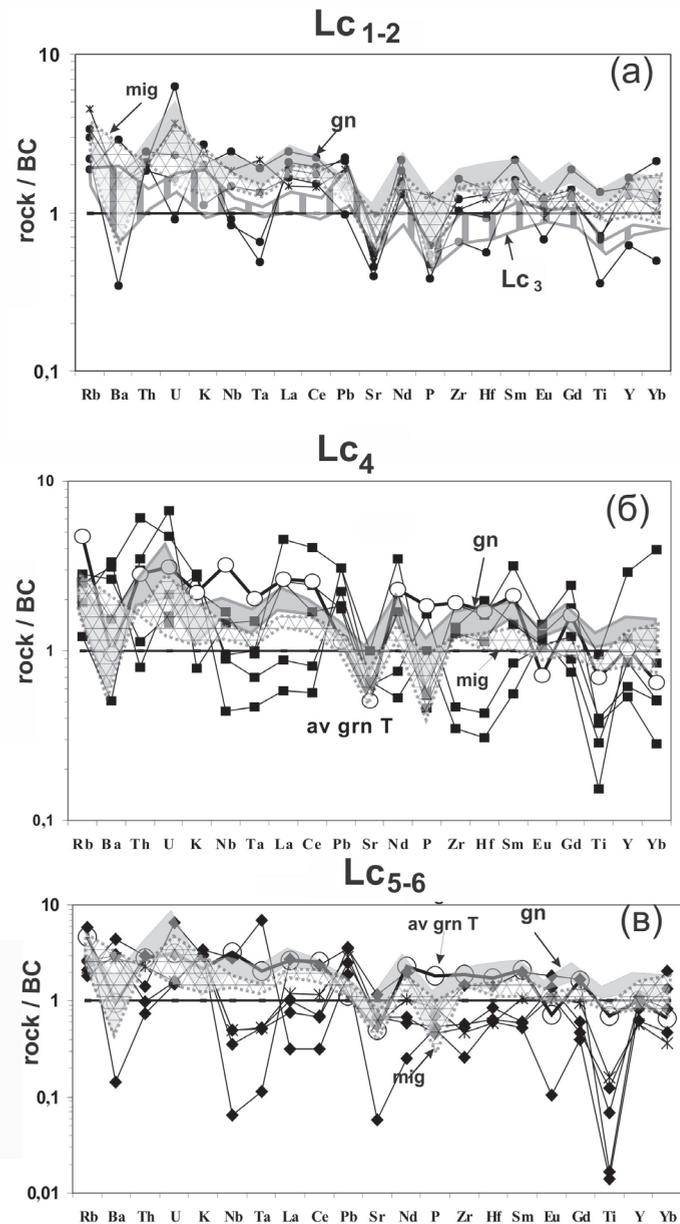


Рис. 28. Нормированные к валовой коре (*Rudnic, Gao, 2003*) содержания элементов в породах района плутона Терву (С. Приладожье): мигматитовых лейкосом Lc₁₋₂ (а), Lc₄ (б) и Lc₅₋₆ (в). Показаны поля для гнейсов (gn) серым фоном, мигматитов (mig) — клеткой с точечными границами, диатектитов (Lc₃) — вертикальной штриховкой, для Lc₁₋₂ отдельные анализы — точками, Lc₄ — квадратами, Lc₅₋₆ — ромбами. На рис. 28б и 28в приведен средний состав для гранитов Терву (полые кружки)

значениях SiO₂, более высокие содержания Ti, Mg, Fe*, REE, Th, U, низкие Al, Ca, Sr в гранодиоритах, возникших за счет гнейсов gr/d(gn), относительно гранодиоритов, развивающихся по кристаллическим сланцам gr/d(sch) (*Седова и др., 2008*). Для значительной части элементов это связано с особенностями исходного субстрата. От плутона Лауватсаари гранодиориты Путсаари (gr/d P) в целом отличаются более широкими вариациями SiO₂, а при одинаковых содержаниях Si более высокими концентрациями Al, K, P, Ta, U, Cs, Rb и низким Ti, Mg, Fe*, Ca. Очень характерно, что более значительное сходство по малым элементам фиксируется между плутоном Лауватсаари и gr/d(sch) при существенных отличиях от gr/d(gn): в последних более высокие концентрации REE, Nb, Ta, Ti, Zr, Hf (рис. 30). Результаты геохимического моделирования показывают возможность образования gr/d(gn) при существенном плавлении пород субстрата (*Седова и др., 2008*).

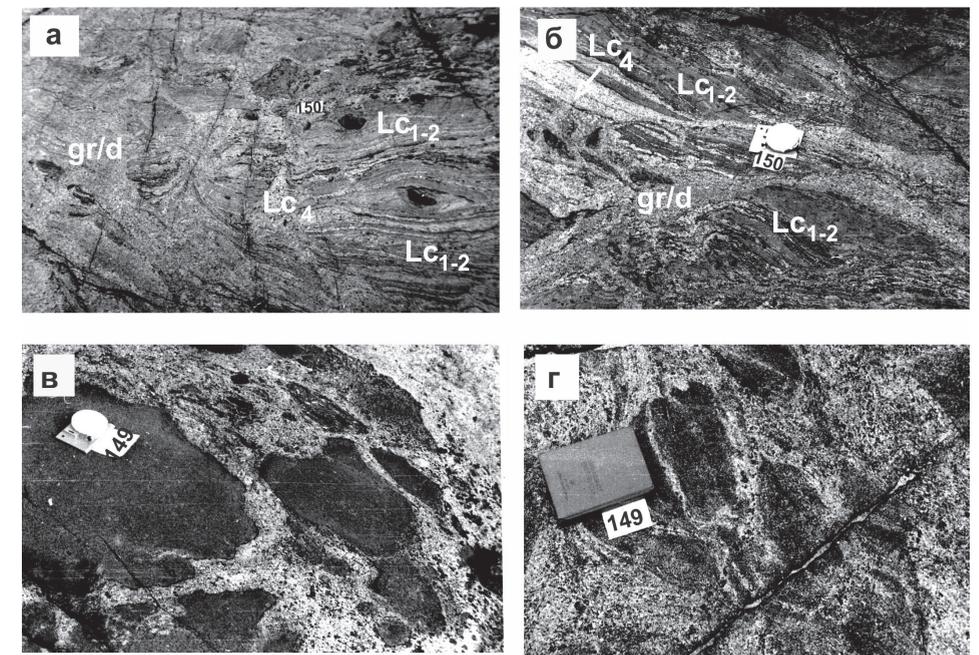


Рис. 29. Развитие гранодиоритов (gr/d) в районе Путсаари (С. Приладожье) по мигматитам гнейсов с лейкосомами Lc₁₋₂ и Lc₃ (а, б) и метагабброидов (в, г). На рис. 29, б видно пересечение гранодиоритов Lc₄

В районе Северного Приладожья, как и в Свеккофенском орогене в целом, после формирования диатектических гранодиоритов происходит интенсивная мигматизация и образуются лейкосомы четвертой, пятой и шестой генераций (Lc₄, Lc₅, Lc₆), которые часто содержат гранат, иногда кордиерит и представляют собой типичные граниты S-типа. В Lc₄ гранат

(иногда кордиерит) и биотит распределены крайне неравномерно, что и обуславливает большое разнообразие редкоэлементных составов этих лейкосом (рис. 28, б, в). Lc_3 и Lc_6 соответствуют составам более фракционированных расплавов. Особенно важно здесь отделение гранитных расплавов от гранатсодержащего рестита, с чем связано обеднение гранитов HREE и Y. Эти лейкосомы могут занимать до 40 % и более от общего объема мигматизированных толщ и образовывать, таким образом, зарождающиеся очаги гранитных магм S-типа (рис. 23). Граниты подобного типа в Северном Приладожье представлены серией интрузий нормальных (двуполевошпатовых) гранитов, одна из которых, pluton Терву, исследована нами с наибольшей детальностью. В нем, наряду с вторичным, присутствует мусковит, кристаллизовавшийся из магматического расплава (Глебовицкий и др., 1997). По сравнению со средним составом континентальной коры и вмещающими мигматитами эти граниты обеднены Ti, Fe, Mg, Ca, обогащены K, Rb, Nb, Ta, La и Ce, имеют четкую отрицательную Zr аномалию и идентичны фельзитическим гранитам S-типа (Whalen et al., 1987). Относительно непосредственно предшествующих им мигматитовых лейкосом 4–6-й генераций, они обогащены Rb, Nb, Ta, LREE, U, Th (рис. 28, б, в). При моделировании процесса генерации магмы массива Терву по REE за счет 40-процентного равновесного плавления комбинированного источника, состоящего из смеси вмещающих мигматитов, эндербитов массива Куркиеки и тоналитов массива Лауватсаари в пропорции 0,3:0,3:0,4, получено хорошее совпадение модельного расплава с гранитами Терву (Седова и др., 2006).

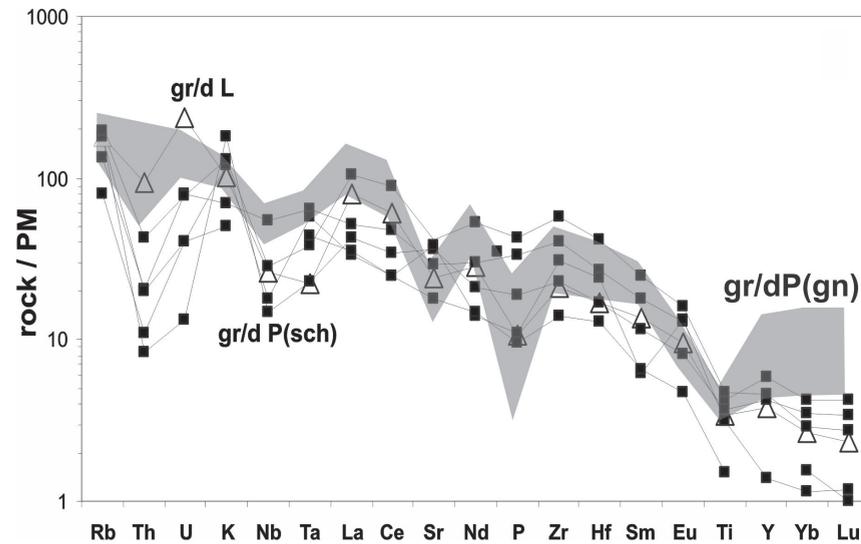


Рис. 30. Мультиэлементные диаграммы для параавтохтонных гранодиоритов района Путаари (С. Приладожье), развитых по базитам, gr/d P(sch), и гнейсам, gr/d P(gn). Для сравнения показан средний состав пород интрузии Лауватсаари, gr/d L

Беломорский пояс. При анализе геохимии полимигматитов этого пояса нас в первую очередь интересовали древние, неоархейские процессы гранитизации, анатексиса и диатексиса, которые развивались в тоналитовых гнейсах (tongn) и кристаллических сланцах андезибазитового состава (sch) (Седова и др., 2006). В начале развития гранитизации парагенезис минералов, как правило, остается прежним, меняются количественные соотношения минералов, затем происходит замещение амфибола агрегатом биотита и эпидота с цирконом и алланитом, уменьшение темноцветных минералов и исчезновение роговой обманки наряду с увеличением кварца и полевых шпатов. Мафические компоненты выносятся из системы и концентрируются в своеобразных базификатах — зонах обогащения железом, кальцием и магнием. В конечном итоге образуются значительные объемы преимущественно трондьемитогнейсов, которые и подвергаются дальнейшему парциальному плавлению (анатексису и диатексису), сопровождаемому калишпатизацией по отдельным зонам. Происходит дебазификация пород — вынос Ti, Fe, Ca и Mg (а также Cr, Co, Sc), более интенсивная в амфиболитах. Параллельно увеличивается содержание SiO_2 (от sch и tongn к Lc_1 с $55,07 \pm 3,16$ и $66,45 \pm 3,25$ до 70–72 %), K и Na (рис. 31, а, б). Мафические компоненты осаждаются в зонах базификации в виде роговой обманки, биотита и эпидота. При появлении анатектических расплавов Lc_2 и Lc_4 направленность изменений концентрации указанных элементов сохраняется, исключая K, количество которого возрастает к концу процесса. На рис. 26, а, б показаны две разновидности диатектитов, почти не перемещенные, обозначенные как Lc_3^* , и более сильно перемещенные Lc_3 в сдвиговые зоны. Первые показывают идентичность Lc_1 , вторые — продолжают тенденцию, свойственную жильным лейкосомам. Отметим исчезновение различий в содержаниях окислов в соответствующих генерациях лейкосом, развитых в сланцах и тоналитогнейсах, начиная с Lc_2 (Седова, Глебовицкий, 2005). Мигматиты свекофеннского этапа эволюции на начальных стадиях (Lc_5) отличаются от предыдущих повышенной основностью, и только после этого происходит фракционирование гранитных расплавов или гранитизация пород (Lc_6) (Глебовицкий и др., 2005).

Рассматривая особенности редкоэлементного состава в сериях гранитообразования в Беломорском поясе, отметим, что как по средним составам пород (рис. 31, в, г), так и для конкретных обнажений (рис. 31, д–з) породы серий по отношению к среднему составу коры обеднены практически всеми рассматриваемыми элементами, что является характерной особенностью провинции в целом. В процессе гранитизации тоналитов выявляется тенденция к снижению средних концентраций Cs, Rb, U, Ta, REE, Y и к повышению Sr и Zr (рис. 31, в, г). Эта тенденция сохраняется и при

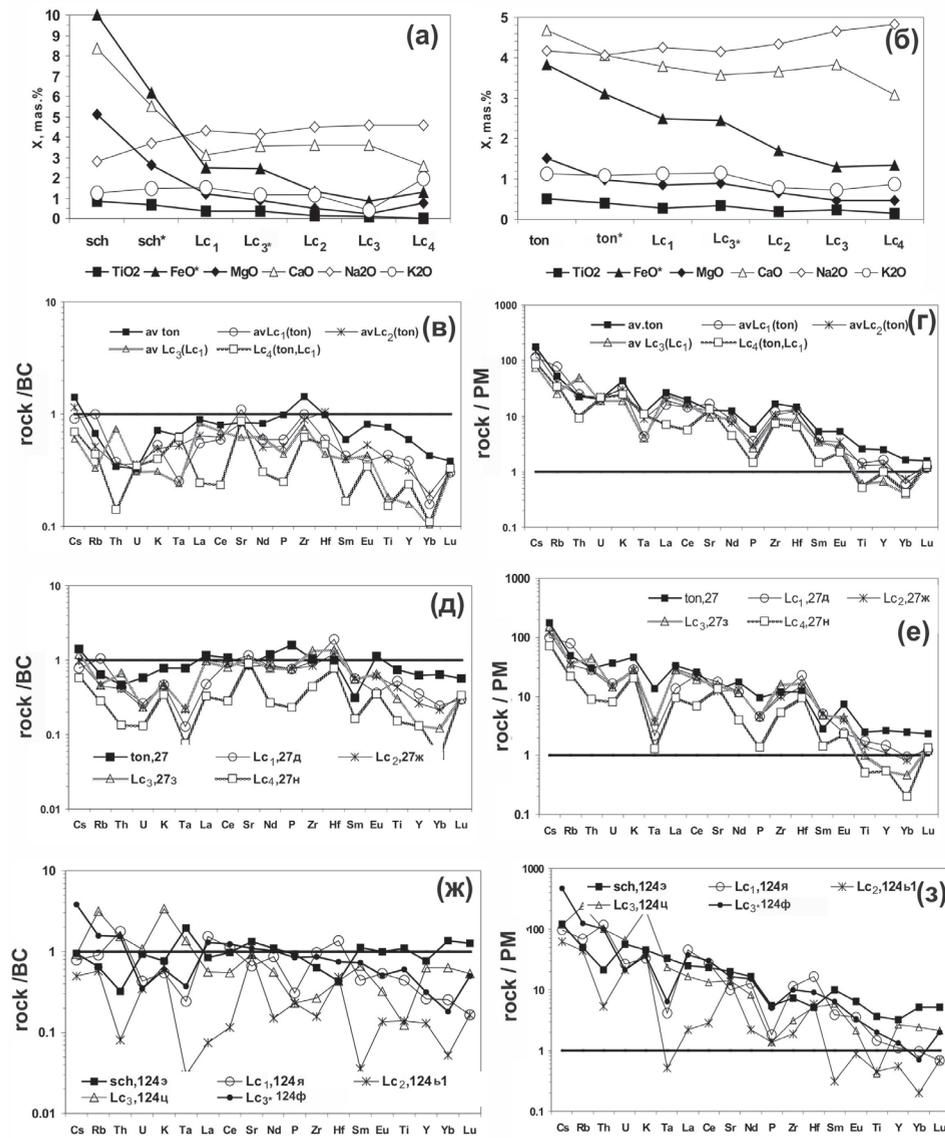


Рис. 31. Вариационные диаграммы для средних составов (av) пород серий гранитообразования в базитах и тоналитогнейсах (а и б) и спайдердиаграммы концентраций малых элементов, нормированных к валовой коре (слева) и к примитивной мантии (справа) (Rudnic, Gao, 2003) для средних составов (в и г) и серий гранитообразования (д–з), река Нюкжа Джугджуро–Становая складчатая область. sch и sch* — базиты и гранитизированные базиты, ton — тоналитогнейсы, ton* — они же гранитизированные, Lc₁ — плагиогранитогнейсы, Lc₂, Lc₃, Lc₄ — лейкосомы II, III, IV генераций, в скобках указан субстрат, по которому возникла лейкосома. На рис. 31, д — 31, з цифры — № обр. На рис. 31, а и 31, ж Lc₃* обозначает Lc₃, слабо перемещенные, в отличие от сильнее перемещенных Lc₃

формировании генераций лейкосом, но только Lc₄ относительно Lc₁ значимо обеднены LREE, Th. При формировании диатектитов (Lc₃) эта тенденция сохраняется, и особенно она заметна по уменьшению содержания Cs, Rb, K, Ti, Y, Yb, что, несомненно, связано с фракционированием расплава и удалением его из зон частичного плавления. Отметим, что в диатектитах наблюдается накопление Th. Ранние анатектиты (Lc₂), формирующиеся на месте, мало отличаются от гранитизированных тоналитовых гнейсов, за счет которых они развиваются. По-видимому, Lc₄ представляют еще более дифференцированное вещество, судя по их деплетированности в отношении Th, La, Ce, Nd, P, Sm, Ti, Y. Похожие тенденции изменения редкоземельного состава лейкосом мигматитов можно наблюдать и в конкретных сериях мигматитов по тоналитовым гнейсам, а также по базитам (рис. 31, д–з). Отметим, как и для породобразующих окислов, идентичность редкоземельного состава Lc₁ и Lc₃*, слабо перемещенного в отличие от Lc₃ в сдвиговой зоне (рис. 31, ж, з).

Джугджуро–Становая складчатая область. Процессы гранитизации и мигматизации рассмотрены подробно в специальной публикации (Глебовицкий и др., 2008), где показано, что кристаллические сланцы эльгаканской серии (р. Нюкжи) в результате объемного замещения были превращены в плагиогранито- и гранитогнейсы (Lc₁) и затем преобразованы в комплекс полимигматитов с последовательно развивающимися лейкосомами Lc₂, Lc₃, Lc₄. В связи с формированием покровно-надвиговой структуры позднего этапа тектонической эволюции возникала новая генерация гранитных жил (Lc₃), а затем по зонам сдвиговых деформаций формировались тоналитогнейсы Lc₆^{avt} и ветвистые мигматиты с лейкосомами Lc₆^{all}. По данным 53 анализов образцов пород (ICP MS) установлены различия в направленности и степени обогащения/обеднения малыми элементами в сериях пород, особенности корреляционных зависимостей и состава рассматриваемых групп пород. Так, при развитии Lc₁ происходит их обогащение Rb, Sr, Ba, LREE, Th, Zr, Hf (наряду с Si, Na и K) и обеднение Nb, Ta, U, HREE (вместе с Ti, Fe*, Mg, Ca) относительно субстрата (рис. 32). Лейкосомы мигматитов Lc_{2,3,4} обедняются указанными элементами, кроме элементов LIL, и относительно Lc₁ и сланцев. Это связывается с инфильтрационной гранитизацией при объемном замещении и частичным плавлением при развитии лейкосом жильной формы. Разнонаправленное поведение LREE и элементов LIL необычно для анатектических процессов и не может быть смоделировано как равновесным, так и неравновесным плавлением. Предполагается, что концентраторы редких земель, аксессуарные минералы (циркон, апатит, сфен, алланит) не участвовали в плавлении, будучи бронированными тугоплавкими минералами, что

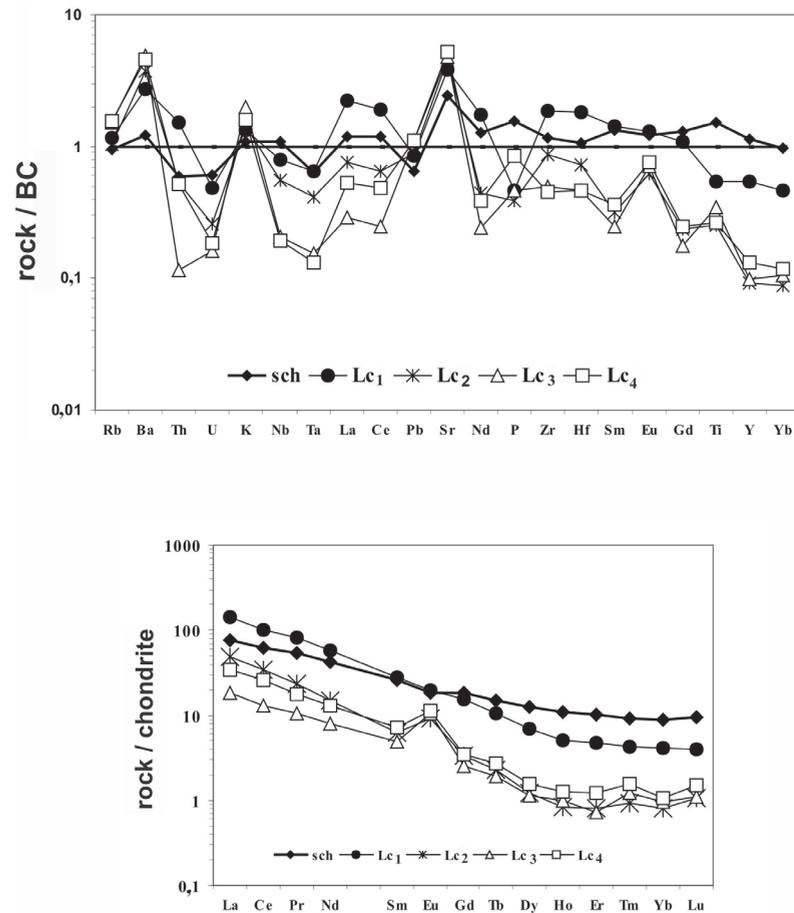


Рис. 32. Нормированные к валовой коре (*Rudnic, GaO, 2003*) средние составы и нормированные на хондрит (*Boynnton, 1984*) концентрации REE для базитов (sch), гранитогнейсов (Lc_1), лейкосом мигматитов (Lc_2, Lc_3, Lc_4) (р. Нюкжа, Джугджуро-Становая складчатая область)

подтверждается присутствием большого количества захваченного циркона протолита. Вместе с тем допускается привнос Rb, Cs, Ba.

В верхнем течении р. Алдан (западная часть Алданского щита, Нимнырский блок) процессы проградного ультраметаморфизма (амфиболитовая → гранулитовая фации) проявлены в метабазитах (sch), глиноземистых гнейсах (Algn) и гнейсах тоналитового состава (gn) и приводят к возникновению полей небулитов и полимигматитов, постепенно переходящих в диатектические тела разных размеров чарнокитов и гранитов. Рассмотрим эволюцию состава гранитоидов, связанную с событиями до внедрения даек метаамфиболитов, после которых в северной части района проявлена новая вспышка мигматизации, чарнокитизации и мобилизации чарнокитов.

Особенности петрохимии процессов ультраметаморфизма детально были рассмотрены ранее (*Седова и др., 1987*) и приводятся здесь очень кратко. Результаты геохимического исследования, публикуемые впервые, основаны на данных 51 анализа пород на 29 элементов, полученных методом ICP.

Среди эндрбитогнейсов (endgn) преобладают тоналиты и трондьемиты, нормальнокалиевые и низкокалиевые, с величиной $ASI = 1,01 \pm 0,16$ и железистостью $\#Fe = 62,13 \pm 7,02$. Чарнокитогнейсы (chgn) представлены высоко- и ультравысококалиевыми гранитами и кварцевыми монцонитами, в меньшей мере гранодиоритами (17%) с $ASI = 1,04 \pm 0,11$, $\#Fe = 65,33 \pm 8,74$. Гранитогнейсы, возникающие в зоне развития гранулитовой фации (grngn^{gr}), относятся к гранитам и в меньшей мере кварцевым монцонитам высоко- и ультравысококалиевой серии с $ASI = 1,06 \pm 0,08$, $\#Fe = 70,56 \pm 11,43$. Среди гранитогнейсов амфиболитовой фации (Lc_1^{am}) преимущественным развитием пользуются граниты, принадлежащие к высоко- и ультравысококалиевой серии с $ASI = 1,02 \pm 0,18$, $\#Fe = 73,79 \pm 12,56$, и в меньшей мере несколько более ранние трондьемиты низко- и нормальнокалиевой серии с $ASI = 0,92 \pm 0,08$ и $\#Fe = 64,93 \pm 2,06$. Параавтохтонные (диатектические) образования Lc_3^{gr} (чарнокиты), формирующиеся в гранулитовой фации, представлены преимущественно гранитами, в меньшей мере кварцевыми монцонитами, принадлежащими к высоко- и ультравысококалиевой серии. Менее развиты тоналиты, трондьемиты и гранодиориты. Эти вариации связаны с неоднородным составом протолита. Перемещенные гранитоиды амфиболитовой фации Lc_3^{am} более однородны. Это преимущественно высоко- и ультравысококалиевые граниты с небольшой долей трондьемитов и кварцевых монцонитов.

О направленности изменения состава пород субстрата при гранитизации и последующей мобилизации в условиях гранулитовой и амфиболитовой фации можно получить представление из рис. 33, построенного для средних составов субстрата, объединяющего базиты и гнейсы, плагиоклазовых (Lc_1, Pl) и несколько отстающих калишпатовых (Lc_1, Kfs) небулитов и мобилизованных лейкосом Lc_3 . Картина достоверна только в случае однородного изменения содержаний элементов в сериях. Сопоставляя эти результаты, мы приходим к следующим выводам: так, при переходе от субстрата к небулитам характерно значимое уменьшение содержаний V, Cr, Co, Ni, параллельное с обеднением Ti, Mg, Fe, а также HREE и Y, Nb и Ta, возрастание Si, K, Rb, Ba, Pb. Эти закономерности выдерживаются не только по средним, но и в большинстве конкретных серий. Что касается LREE, U и Th, то поведение их меняется от серии к серии, причем U и Th нередко ведут себя противоположным образом. Развитие чарнокитогнейсов по эндрбитогнейсам, проявленное очень отчетливо, сопровождается

ся значимым привносом Si, K, Rb, Ba и выносом транзитных элементов. В амфиболитовой фации этап плагиогранитизации сохраняется редко. Своёобразие поведения редких элементов в процессе формирования диа-тектитов, представленных Lc_3 : по сравнению с продуктами гранитизации они отчетливо обеднены транзитными элементами, HREE и Y (рис. 33). Обогащение K, Rb, Ba, Pb и деплетированность транзитными элементами, а также HREE и Y чаще нарушается для амфиболитовой фации.

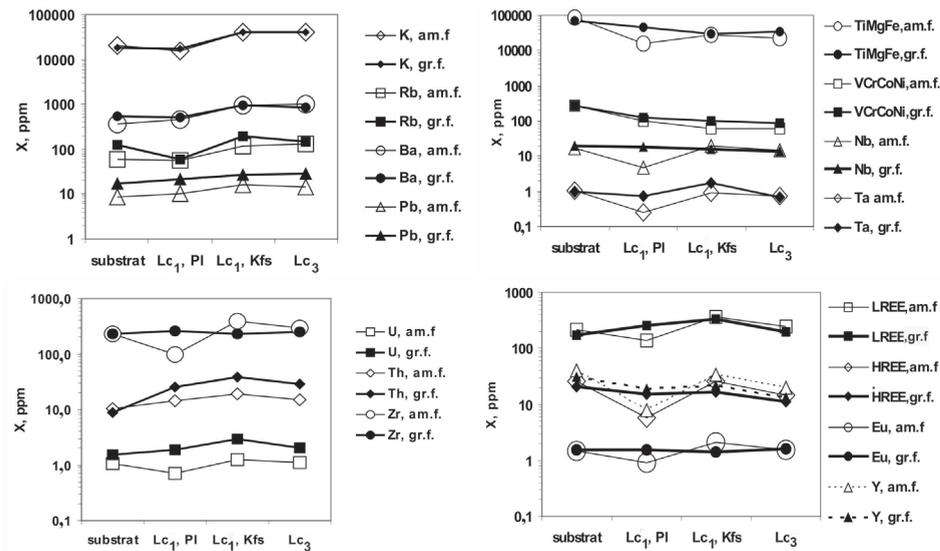


Рис. 33. Вариационная диаграмма для средних составов пород серий гранитизации гранулитовой (gr.f.) и амфиболитовой (am.f.) фаций. Lc_1 , Pl и Lc_1 , Kfs — плагио- и калишпатовые разновидности: в гранулитовой фации эндербито- и чарнокитогнейсы, в амфиболитовой — плагиогранито- и гранито-гнейсы

Изменение состава пород при указанных процессах прослеживается и во фрагментах серий гранитообразования gn, sch → Lc_1 (рис. 34, а–з). При развитии лейкосом мигматитов видно обеднение (в разной степени) лейкосом второй, Lc_2 (рис. 34, д, е, ж, и), и особенно четвертой, Lc_4 (рис. 34, е, з, к), генераций относительно субстрата всеми рассматриваемыми элементами, кроме литофилов. Следует подчеркнуть, что образование полей чарнокито- и гранито-гнейсов по толщам глиноземистых гнейсов, которые содержат до 30 % и более кристаллических сланцев основного состава, требует значительного привноса щелочей и Si. Приблизительно такая же направленность изменения состава пород характерна и для амфиболитовой фации при образовании по субстрату плагиогранито-гнейсов и затем гранито-гнейсов и гранитов.

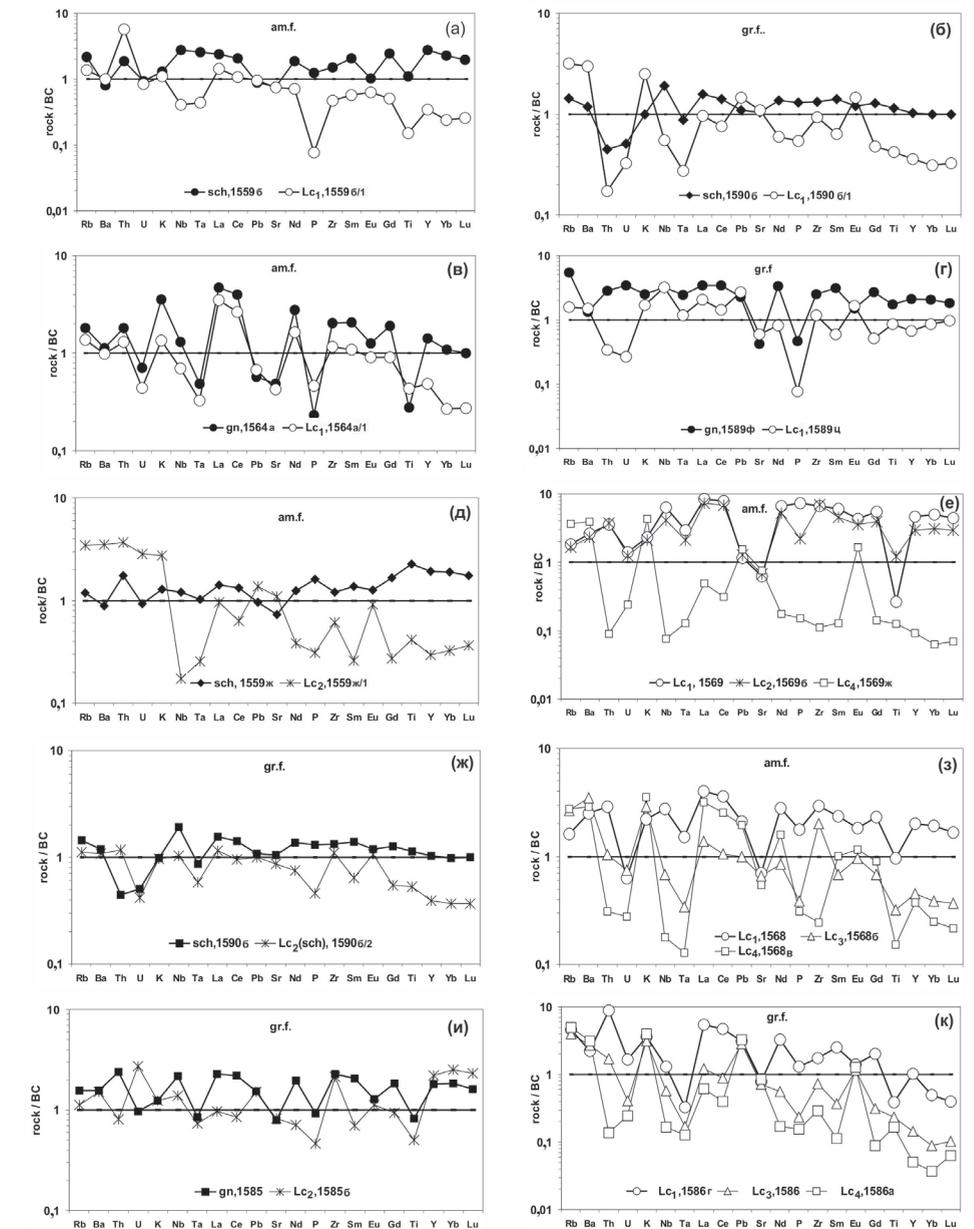


Рис. 34. Мультиэлементные диаграммы содержания элементов в породах серий гранитообразования амфиболитовой (am.f.) и гранулитовой (gr.f.) фаций (р. Алдан). sch — кристаллосланец, gn — гнейс, Lc_1 — гранито-гнейсы в амфиболитовой фации, эн-дербито- и чарнокитогнейсы в гранулитовой, Lc_2 , Lc_4 — лейкосомы послонных мигматитов, Lc_3 — лейкосомы ветвистых мигматитов. Цифры — № образцов

Сравнение составов продуктов гранитизации гранулитовой и амфиболитовой фаций показало, что сводная группы Lc_1^{gr} характеризуется значительно более высокими содержаниями Co, Ni, V, Pb, U по сравнению с Lc_1^{am} . Такие же различия характерны и для Lc_3^{gr} и Lc_3^{am} . Что касается пороодообразующих элементов, то отмечается более высокое содержание Ti, Mg, Fe, Ca и низкое K и Si в продуктах гранитизации и мигматизации гранулитовой фации. Отметим также постепенное возрастание содержаний транзитных элементов в Lc_1 по разрезу, характеризующему переход амфиболитовая → гранулитовая фации, и понижение значений K/Rb отношения (с 350 ± 71 до 270 ± 71). Последнее не подтверждается для других регионов (*Hansen et al.*, 2002). Практически нет различия в содержании и характере спектров REE в породах сравниваемых двух фаций. Можно только отметить тенденцию к более высоким значениям La/Yb отношения в продуктах ультраметаморфизма гранулитовой фации относительно амфиболитовой.

1.4.4. Обсуждение результатов

На основании приведенного выше материала можно вывести последовательность корообразующих процессов в рассмотренных тектонотипических структурах раннего докембрия с тем, чтобы установить некоторые общие закономерности эволюции. Наиболее ранним процессом было формирование ассоциации ТТГ, которая в архейских регионах независимо от их возраста слагает значительные объемы формирующейся в то время континентальной земной коры. Ясно, что протолитом для них являются гидратированные базальты (амфиболиты) в области устойчивости парагенезисов граната и клинопироксена. Об этом свидетельствуют появление отрицательной аномалии Nb и Ta, сильное обеднение и заметная дифференциация тяжелых REE и Y (рис. 21), что подтверждено экспериментально (*Rapp et al.*, 1991). Некоторые исследователи на основании сопряженности во времени ассоциации ТТГ и адацитов, открытых в последние годы в зеленокаменных поясах архея, пришли к выводу об их генетическом единстве (*Marten*, 1999). Нам кажется этот вывод преждевременным, т. к. геохимически они отличаются друг от друга. Но несомненным является то, что они близки по глубинности источника. Магмы тех и других выплавлялись в условиях, когда в рестите устойчив гранат. Если связывать генерацию магм с погружающейся в зону субдукции базитовой пластиной, то нужно предположить умеренно-низкую величину градиента температуры и распространить этот вывод на все архейские гранит-зеленокаменные области (рис. 22).

Ранний этап орогенного магматизма палеопротерозойских структур ознаменовался формированием вулканоплутонической ассоциации да-

цитов-тоналитов. Последние, являясь аналогами архейских ТТГ, обладают своими специфическими чертами, главные из которых — слабая дифференцированность тяжелых REE и их концентрации, превышающие собственные архейским ТТГ (рис. 23). Это может свидетельствовать о достаточно высоких градиентах температуры вдоль погружающейся плиты, что в свою очередь обусловлено либо значительным прогревом литосферы, либо, что более вероятно, малыми скоростями субдукции.

Следующий этап формирования коры, как в архейских, так и в палеопротерозойских структурах, — это формирование крупных масс разнообразных гранитоидов известково-щелочной серии. Все они обладают геохимическими параметрами, вполне сопоставимыми с известково-щелочными сериями островодужных (надсубдукционных) систем. Для них характерно более значительное, чем в ТТГ, накопление Rb, Ba, U, Th, K и LREE, четко выраженные Nb (Ta) и Ti отрицательные аномалии, меньшее по сравнению с ТТГ обеднение HREE. По этим признакам они вполне сопоставимы с комплексами вулканитов зеленокаменных поясов, а также с вулканогенными толщами островных дуг Свекофеннского орогена. Преобладающая часть известково-щелочных магм формировалась в нижней коре. В архейских структурах доля магматических пород рассматриваемой ассоциации не столь велика, как в палеопротерозойских орогенах, где они составляют весьма существенную часть объема континентальной коры. Например, весь Центрально-Финляндский батолит, который занимает примерно 1/3 южной половины Финляндии, сложен такими гранитоидами.

Особая роль в генерации континентальной земной коры принадлежит эндербит-чарнокитовой ассоциации изверженных пород, которые в основной своей массе по геохимическим признакам не отличаются от плутоидов известково-щелочной серии, например, по поведению REE. Однако они имеют некоторую специфику: отсутствие или слабая выраженность отрицательных аномалий Nb (Ta) и Ti и, что самое главное, резкое обеднение магмы HREE и Y (рис. 24). Так как есть только один способ объяснения такого поведения этих элементов — устойчивость в источнике граната и клинопироксена, вместо плагиоклаза и ортопироксена, можно сделать вывод о заметном увеличении глубинности магм к моменту формирования рассматриваемой ассоциации пород. Относительное обогащение Nb (Ta) может быть связано с отрывом погружающейся пластины и активизацией поднимающегося мантийного плюма. В любом случае к моменту частичного плавления этой пластины она была дегидратирована и возник поднимающийся через мантийный клин флюидный поток, что стимулировало возникновение малоглубинных магматических очагов, в частности, в низах коры.

Данные по Свеккофеннскому орогену проливают свет на связь высокоградного метаморфизма с проявлением эндербит-чарнокитового магматизма, которая прослеживается во многих раннедокембрийских регионах мира. Здесь эта связь, прежде всего, пространственная и временная, что доказывается предшествующим структурно-геологическим изучением и проведенными в последнее время изотопно-геохронологическими исследованиями. Важно подчеркнуть, что формирование гранитоидов известково-щелочной серии, в том числе пироксеновых гранитоидов, происходило на стадии зрелых островных дуг (Ранний докембрий..., 2005; Балтыбаев и др., 2006; 2009), когда уже были сформированы значительные объемы континентальной земной коры и произошло накопление в ней U, Th и K, а это могло способствовать повышению температуры, появлению положительной аномалии в коре и проявлению зон высокоградного метаморфизма. «Запаздывание» гранулитового метаморфизма фиксируется не только в Свеккофеннском орогене, но и во многих раннедокембрийских регионах, в частности в архейской части Беломорского пояса.

Обобщение данных структурно-геологических и изотопно-геохронологических исследований приводит к заключению о закономерной проградной последовательности мигматитообразования, сущность которой сводится к смене во времени процессов анатексиса (полосчатые мигматиты нескольких генераций) процессами диатексиса (формирование сетчатых, брекчиевидных мигматитов и агматитов, а также обособленных гранитных тел). По существу это формирование коровых магматических очагов. Эти преобразования строго контролируются зонами сдвиговых деформаций, но не проявляются фронтально. Именно поэтому мы имеем возможность, используя структурно-геологические критерии, идентифицировать процессы ранних этапов на фоне поздних. Гранитизация сопровождает формирование мигматитовых полей на разных стадиях их развития. Так, в Беломорском поясе и в Джугджуро-Становой области гранитизация начинает ультраметаморфизм, в пределах Алданского щита она прослеживается в течение всего цикла мигматитообразования, в Свеккофеннском орогене она начинается после проявления диатексиса и набирает максимальную силу на поздних стадиях мигматизации. Тенденции к дегазации наиболее ярко проявлены при замещении кристаллических сланцев основного состава, например, в Джугджуро-Становой складчатой области, но устанавливаются и в случае преобразования кислых пород, например, тоналитовых гнейсов Беломорского пояса (рис. 31), гнейсов Алданского щита, а особенно в зоне гранулитовой фации (рис. 33, 34). Одновременно с дегазацией происходит обеднение лейкосом тяжелыми REE и Ti, что легко объяснимо, если вспомнить, что гранитизация — это обогащение пород не только кварцем, но и полевыми шпатами.

Во всех исследованных мигматитовых комплексах наблюдаются сходные тенденции эволюции редкоэлементного состава лейкосом анатектитов, заключающиеся в обеднении лейкосом всеми элементами по сравнению с гнейсами и кристаллическими сланцами субстрата. В самих же последовательно развивающихся лейкосомах анатектической природы поздние жилы по отношению к ранним обеднены Th и HREE (рис. 28, 32, 33), что, вероятно, связано с развитием процесса фракционирования анатектического расплава. Это прослежено для поздних лейкосом типа Lc_4 , слагающих грубопослойные мигматиты в отличие от более ранних тонкопослойных Lc_2 . В то же время в поздних лейкосомах установлены значительные вариации концентраций редких элементов, что связано с весьма неоднородным распределением в них реститовых минералов (биотита, граната, кордиерита и ортопироксена, циркона, апатита). В случае формирования жил более фракционированных гранитов (Lc_{5-6}) четко выявляются отрицательные аномалии Nb (Ta) и Ti. Важно отметить, что последовательные генерации лейкосом не являются, как правило, сериями дифференциации единойжды возникшего расплава.

Диатектиты, особенно неперемещенные или слабо перемещенные, имеют несколько повышенную основность по отношению к предшествующим анатектитам и обогащены многими редкими элементами, что связано, безусловно, с прогрессирующим парциальным плавлением исходных пород и смешением расплава с реститом. На исследованных территориях процессы диатексиса на наблюдаемом эрозионном уровне не приводят к формированию крупных интрузивных гранитных массивов. Они, возможно, появляются на более высоком, ныне эродированном, уровне, тогда как наши исследования касаются зоны зарождения коровых магматических очагов.

Мигматитовые поля западной части Алданского гранулитового ареала выделяются среди всех остальных по нескольким признакам. Они развиваются в области с очень длительной коровой предьсторией, где на основании Nd систематики супракрустальных и плутонических пород установлено, что континентальная кора начала формирование около 3,6 млрд лет назад (Котов, 2003). Породы субстрата неоднородны: наряду с примитивными по составу ортопироксеновыми плагиогнейсами широко распространены метапелиты, сочетающиеся с кристаллическими сланцами основного состава. От мигматитовых полей Беломорского пояса на Фенноскандинавском щите и западной части Джугджуро-Становой складчатой области они отличаются широким распространением калиевых и суперкалиевых ультраметаморфогенных гранитоидов, причем накопление калия в них произошло уже на ранних этапах эволюции, в период формирования чарнокито-гнейсов (Lc_1) и диатектических чарнокитов (Lc_2) и соответствующих гранитоидов

зоны амфиболитовой фации. Вместе с этим накапливаются радиоактивные элементы, прежде всего U и Th. По-видимому, эти особенности геохимии определяют не просто проявление высокоградного метаморфизма, но и достижение этих условий на малых глубинах, т. е. при максимально высоком вертикальном градиенте температуры. Формирование мигматитовых полей такого рода, по-видимому, является внутриплитным процессом, связанным с воздействием поднимающегося плюма. Особенностью Алданского ареала являются также систематические различия синхронных образований зон амфиболитовой и гранулитовой фации. Как продукты гранитизации (Lc_1), так и диатектиты (Lc_2) гранулитовой фации обогащены Ti, Mg, Fe, Ca, Co, Ni, V, Pb, U по сравнению с амфиболитовой. Причина этого в возрастании температуры в сторону гранулитовой фации, что подтверждается сменой минеральных ассоциаций, наличием переходной зоны и постепенным по разрезу изменением концентраций указанных элементов.

В целом вся совокупность рассмотренных явлений, приводящая к существенному изменению состава континентальной земной коры и включающая метасоматическую фельдшпатизацию и дебазификацию различных по составу пород, наряду с возрастанием их кремнекислотности, их частичное и полное плавление в открытой системе с замещением гранитным расплавом измененных пород согласуется с моделью процесса гранитизации как магматического замещения, предложенной впервые Д. С. Коржинским (1952), как разработанной теоретически, так и воспроизведенной экспериментально его последователями (*Жариков, 1996; Ходоревская, Жариков, 1998; Жариков, Ходоревская, 2006; и др.*). Это не только процесс замещения, но и дифференциации вещества внутри самой коры, усиливающей геохимические различия верхней, средней и нижней коры. Последовательность проявления, интенсивность и масштабы развития инфильтрационной гранитизации, анатексиса и диатексиса зависят от соотношения скоростей глубинного флюидного и теплового потоков, а также от динамической обстановки ультраметаморфизма.

ГЛАВА 2. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ

В данной главе представлены результаты изучения условий формирования и стратиграфического расчленения разновозрастных осадочных и метаосадочных комплексов раннего и позднего докембрия России. Изучение литологических и геохимических особенностей докембрийских супракрустальных комплексов позволяет получить важные данные о направленности эволюции состава крупных сегментов консолидированной континентальной коры — структурных элементов раннедокембрийских кратонов и сопряженных подвижных поясов, являвшихся как источниками алюмосиликокластики при формировании осадочных последовательностей, так и ассоциировавших с ними вулканических и магматических пород. Анализ содержаний и соотношений главных и ряда малых элементов в различной степени метаморфизованных породах раннего докембрия позволяет выполнить оценку степени геохимической дифференцированности размывавшейся верхней континентальной коры, наметить основные тенденции ее эволюции во времени и уточнить стратиграфическое расчленение комплексов сложного строения. Для отложений позднего докембрия важное значение приобретают палеонтологические методы, направленные на стратиграфическое расчленение, корреляцию и датирование осадочных последовательностей.

2.1. ГЕОХИМИЯ ТУФОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КАЛЕВИЯ ПРИЛАДОЖЬЯ, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ

Вулканогенно-осадочные комплексы могут содержать значительное количество пирокластического материала, который при дальнейшей литификации образует широкий класс пород — туфов и туффитов. Диагностика туфогенных образований и распознавание их от сходных по составу терригенных осадочных пород сопряжена с определенными трудностями, связанными зачастую с отсутствием четких геологических и геохимических

критериев (Головенко, 1977; Юдович, Кетрис, 2010). Это относится как к молодым, так и к древним (раннедокембрийским) вулканогенно-осадочным комплексам, в которых, как предполагается, роль продуктов вулканической деятельности при накоплении осадков была особенно значительной (Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Ван и др., 2010). Изучение древних супракрустальных отложений в связи с наложенными тектоно-метаморфическими процессами зачастую возможно главным образом с помощью геохимического (литохимического) анализа (Диагностика вулканогенных..., 2012). Геохимические методы исследования, наряду с геологическими, все больше входят в практику изучения осадочных образований как древних, так и молодых геологических структур (Маслов, 2012; Юдович, Кетрис, 2000).

Данный раздел посвящен результатам геохимического изучения раннепротерозойских отложений калевия, слагающих мощные толщи метаморфизованных флишеидных образований в районе Северо-Западного Приладожья на окраине Карельского кратона. В работе основной акцент делается на изучение преобладающих здесь парапород; ассоциирующие с ними ортопороды были описаны нами ранее (Котова, Подковыров, 2014). Эти исследования, благодаря использованию комплекса известных геохимических методов, позволили выделить среди преимущественно терригенных, как традиционно считалось ранее, отложений калевия такие классы пород, как туфы, туффиты, вулканиты и собственно терригенные осадки.

2.1.1. Геологический обзор Северо-Западного Приладожья

Ладожский геоблок, включающий территорию Северо-Западного Приладожья, располагается на границе Карельского кратона и Свеккофеннской складчатой области и относится к юго-восточному флангу Раахе-Ладожской зоны сочленения архея и протерозоя (Raahе-Ladoga zone, 1999), а точнее Карельской провинции и Свеккофеннского орогена (рис. 35). В рассматриваемом регионе выделяются два самостоятельных тектонических блока (домена) — Северный и Западный, разделенных Меерским надвигом (Балтыбаев и др., 1996; Шульдинер и др., 1996; 1997). В более поздних работах Западный блок называется Южным доменом (Балтыбаев и др., 2000; 2009; Ранний докембрий..., 2005).

В пределах Северного блока выходы архейского фундамента перекрываются карельскими супракрустальными отложениями в составе ятулия, людиковия и калевия, которые представлены здесь относительно слабометаморфизованными породами сортавальской (вулканогенно-осадочной) и ладожской (терригенной) серий. Западный блок (рис. 36) характеризуется отсутствием архейского и раннекарельского (докалевийского) фун-

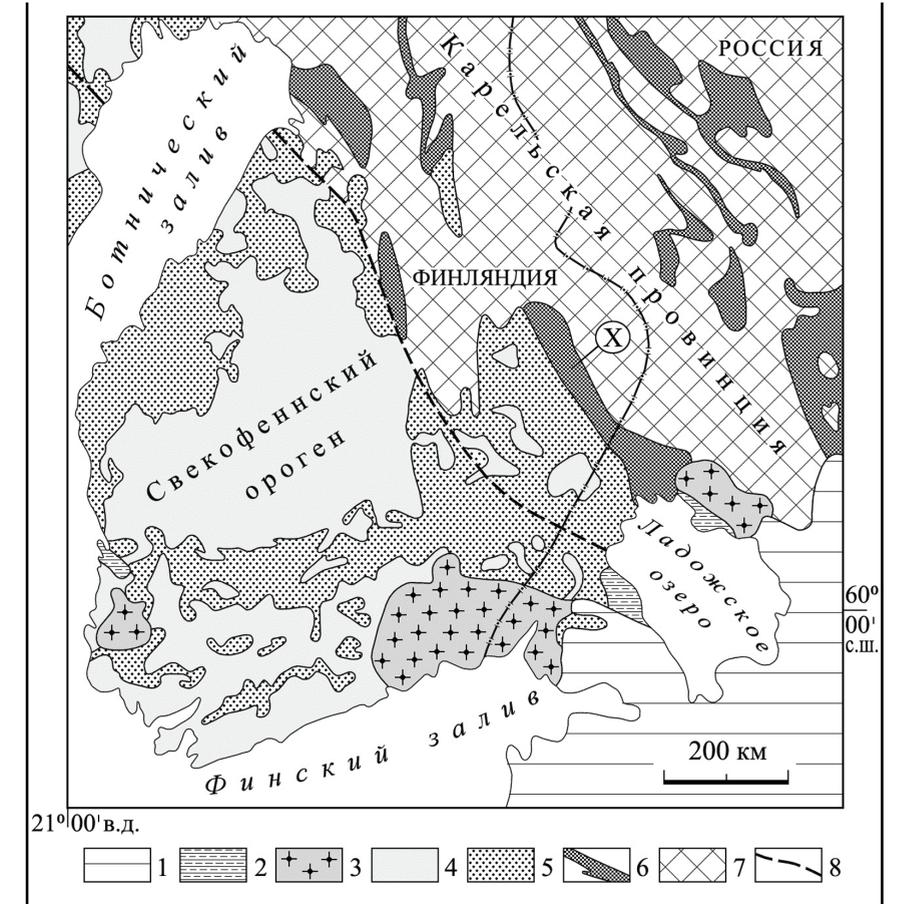


Рис. 35. Схематическая геологическая карта Южной Финляндии и прилегающего Ладожского региона России по (Simonen, 1980; Lahtinen et al., 2010).
 1 — фанерозойский осадочный чехол; 2–3 — анорогенные породы: 2 — мезопротерозойские осадочные породы (1,50–1,27 млрд лет), 3 — граниты рапакиви (1,65–1,47 млрд лет); 4–6 — орогенные палеопротерозойские породы: 4 — интрузивные породы (1,96–1,66 млрд лет), 5 — супракрустальные породы (1,95–1,80 млрд лет), 6 — супракрустальные породы (2,50–1,96 млрд лет); 7 — архейские породы, 8 — предполагаемая граница архейской и протерозойской коры. X — сланцевый пояс (провинция) Хойтиайнен — Янисъярви

дамента и сложен высокометаморфизованными гнейсо-сланцевыми толщами лахденпохской серии, являющейся предполагаемым аналогом ладожской серии (Шульдинер и др., 1996; 1997; Ранний докембрий..., 2005; и др.). Супракрустальные образования Приладожья претерпели зональный региональный метаморфизм свеккофеннского времени (1,885 млрд лет) от условий зеленосланцевой фации на северо-востоке до гранулитовой — на юго-западе (Шульдинер и др., 1995; Глебовицкий и др., 2001; 2002).

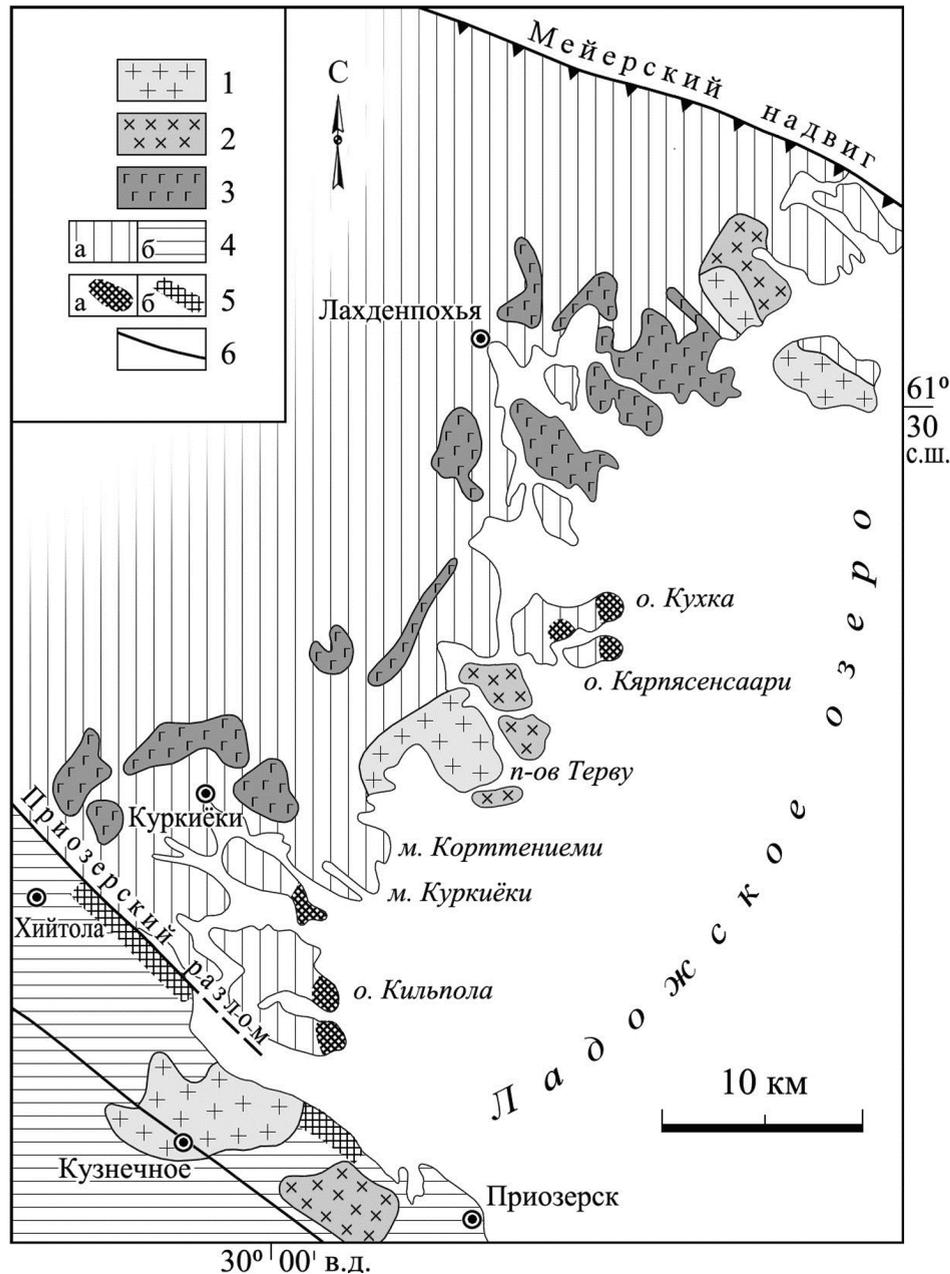


Рис. 36. Схематическая геологическая карта Западного тектонического блока Приладожья по (Kopelko et al., 2005).

1 — микроклиновые граниты, 2 — диориты, тоналиты, гранодиориты, 3 — гиперстеновые гранитоиды, 4 — лахденпохская серия: а — натриевая зона, б — калиевая зона, 5 — места выявленных ортопород: а — ассоциация парагнейсов и парасланцев с ортосланцами, б — ассоциация парагнейсов с ортогнейсами, 6 — разломы

Интенсивность структурно-метаморфических преобразований пород как ладожской, так и лахденпохской серий затрудняет их стратиграфическое расчленение (Балтыбаев и др., 2000).

Супракрустальные образования ладожской и лахденпохской серий, преобладающие на территории Северо-Западного Приладожья, являются стратотипом калевия, отложения которого имеют широкое развитие и на примыкающей к Ладожскому региону территории Финляндии. Область развития калевийских сланцев в зоне сочленения карелид и свекофеннид разделяется на две провинции: Хойтиайнен и Саво (южная часть пояса Саво), где в свою очередь выделяются нижний и верхний калевий (Raahe-Ladoga zone, 1999). Таким образом, Северный блок Приладожья относится к провинции Хойтиайнен, а Западный блок — к провинции (поясу) Саво (рис. 35).

В работах финских геологов (Gaal, 1986; Gaal, Gorbatshev, 1987) калевийская группа метаосадков (2,0–1,9 млрд лет) рассматривается в составе карельской формации, при этом обсуждается возможность существования двух различных орогенических циклов — карельского и свекофеннского. В своих работах В.И.Шульдинер и Ш.К.Балтыбаев с соавторами относят калевийские отложения Приладожья к свекофеннской формации с нижним возрастным рубежом в 1,91–1,92 млрд лет (Ранний докембрий..., 2005; и др.). Подобные представления находятся в противоречии с выводами финских геологов о многостадийной орогенической эволюции центральной Фенноскандии (Свекофеннской провинции) (Lahtinen et al., 2009).

На протяжении последних десятилетий в разных стратиграфических схемах нижняя граница калевийского надгоризонта обозначается от 2,0 млрд лет (Семихатов и др., 1991) до 1,92 млрд лет (Общая стратиграфическая..., 2002). В современных стратиграфических схемах Карело-Кольского региона нижняя граница калевия принята на уровне 1,95 млрд лет (Богданов, Робонен, 2011 и др.). В работе (Hanski, Melezhik, 2012) дается краткая геологическая и возрастная характеристика отложений калевийской системы (1,96–1,90 млрд лет) карельской формации, при этом отмечаются значительные трудности, связанные с надежностью выделения и датирования этих отложений. В сборнике (Онежская палеопротерозойская..., 2011, с. 21) приведена стратиграфическая схема Центральной Финляндии по (Laajoki, 2005), в которой нижний и верхний калевий укладывается в интервал 2060–1870 млн лет с границей между ними в 1,97 млрд лет.

Р.Лахтинен с соавторами (Lahtinen et al., 2010) всесторонне изучили калевийские отложения в Северо-Карельском сланцевом поясе Финляндии (район Хойтиайнен и Оутокумпу). На основании изотопно-геохимических данных авторы пришли к выводу, что в нижнекалевийских метаосадках

преобладают исключительно цирконы из местного неорархейского источника, причем геохимические данные пород указывают на присутствие в них палеопротерозойской (>2,1 млрд лет) мафической компоненты; максимальный возраст осадконакопления не определен. В верхнекалевийских метаосадках преобладают цирконы палеопротерозойского возраста в интервале 2,05–1,92 млрд лет, время осадконакопления оценивается в 1,95–1,92 млрд лет; при этом предполагается удаленный источник сноса (Лапланд-Кола ороген) в связи с отсутствием, как указывают авторы (*Lahtinen et al.*, 2010), вулканических прослоев в изученных отложениях. Здесь необходимо отметить, что в южной части пояса Саво многие финские геологи описывают присутствие вулканических комплексов, что было показано в работе (*Котова, Подковыров*, 2014). Таким образом, возрастные данные финских исследователей нам представляются наиболее надежными.

2.1.2. Фактический материал и методика исследований

При изучении субстрата свекофеннских мигматитов лахденпохской серии Западного Приладожья (рис. 36) была выявлена их значительная неоднородность по химическому и минеральному составу в сравнении с породами ладожской серии Северного Приладожья (*Котова и др.*, 2009, 2013), что только отчасти может быть связано с различными условиями метаморфического преобразования пород двух разных тектонических блоков. Применение ряда петрохимических методов позволило выделить в гнейсо-сланцевых образованиях лахденпохской серии группы орто- и парапород, которые в обеих группах имеют существенные вариации SiO_2 (50–80 %) с преобладанием пород среднего и кислого состава.

Настоящая работа в основном посвящена геохимической характеристике парапород. На отдельных графиках приводятся составы и ортопород, среди которых с определенной долей вероятности могут быть выделены и туфы, и вулканиды. Таким образом, эта работа отчасти носит методический характер в плане изучения первичной природы протолита супракрустальных образований и выделения среди них вулканидов, туфов, туффитов и осадков. Район исследования расположен вдоль западной прибрежной части Ладожского озера и включает четыре участка (Кухка, Куркиеки, Кильпола и Кузнечное) (рис. 36), которые были выделены нами ранее на основании геохимической специализации слагающих их пород (*Котова, Подковыров*, 2014). Представительные химические анализы парапород (туффитов и осадков) приведены в табл. 6.

В основе разделения алюмосиликатных пара- и ортопород лежит соотношение алюминия и ряда щелочноземельных элементов. В числен-

ном виде «граничное» значение соотношения таких элементов, как Al, Ca, Na и K, выражается величиной CIA — химический индекс изменения (*Nesbitt, Young*, 1982). В осадочных породах величина $\text{CIA} = (\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})) \times 100$ (мол. кол.), как правило, больше 50. Эти соотношения между вышеназванными элементами для определения первичной природы метаморфических пород использовал А.Нематов (1969) при построении своей дискриминантной диаграммы, а также А.А.Предовский (1980), на диаграмме которого величина $A = 0$ соответствует величине $\text{CIA} = 50$. К последней диаграмме в несколько переработанном виде мы вернемся ниже, при обсуждении классификационных вопросов.

Реконструкция первичной природы гнейсов и сланцев лахденпохской серии проходила в несколько последовательных, но независимых между собой этапов вычислений. Ранее было показано (*Котова, Подковыров*, 2014), что по величине ACNK ($\text{CIA}/100$) часть исследуемых нами пород основного и среднего состава могут быть отнесены к группе ортопород ($\text{ACNK} < 0,50$). В нашей выборке анализов оказалось, что большая часть пород по величине ACNK ложится в интервал 0,40–0,60, который является пограничным для разграничения орто- и парапород. Для пород кислого и среднего состава была вычислена дискриминантная функция DF-Шоу (*Shaw*, 1972), которая показала, что часть пород с величиной $\text{ACNK} = 0,50–0,55$ также может быть отнесена к ортопородам. Далее были проведены вычисления ряда линейных дискриминантных функций по методике Г.С.Куртова (1980), которая позволяет по химическому составу пород разделить их по первичной природе на осадочные, изверженные и туфогенные образования. Эта методика достаточно трудоемка и имеет ошибки классификации до 20–30 %, тем не менее полученные нами результаты этих вычислений не только подтвердили, но и с определенной долей уверенности уточнили первичную природу исследуемых пород лахденпохской серии. И, наконец, нами была использована недавно предложенная (*Великославинский и др.*, 2013) дискриминантная функция DF(x) для разделения осадочных и магматических пород, которая также достаточно наглядно характеризует природу гнейсо-сланцевых толщ калевия Западного Приладожья. Как было показано в работе (*Великославинский и др.*, 2013), функции DF(x) и DF-Шоу имеют хорошую сходимость.

2.1.3. Литохимический анализ парапород

Для определения номенклатурной принадлежности исследуемых нами орто- и парапород используются классификации А.Н. Неелова (1980) и А.А.Предовского (1980), которые специально были разработаны для

изучения метаморфизованных осадочно-вулканогенных образований. Отдельно для каждого из выделенных нами четырех участков (рис. 36) приводится диаграмма а-б, в дополнение к ней соотношение щелочей и диаграмма А-б (рис. 37–40). Для наглядного сравнения с диаграммой А-б приведена треугольная диаграмма А-CN-K, на которой значение А отвечает величине CIA.

В основу диаграммы А-б положена модифицированная нами классификационная диаграмма А.А.Предовского (1980), где параметр А приведен в линейном масштабе (в отличие от авторского варианта). Параметр b, также как и на диаграмме А.Н.Неелова, определяет общую меланократовость (фемичность) метаосадков и делит их по основности на кислые, средние и основные группы пород с граничными значениями 0,2 и 0,4. Параметр А отражает частную глиноземистость, и его возрастание обозначает обогащение глинистой компонентой в процессе химического выветривания материнских пород. Величина А = 0 соответствует величине АСНК = 0,50 (или CIA = 50), т. е. классификация А.А.Предовского основана на процессах химического изменения пород, в то время как параметр а А.Н.Неелова отражает процессы физического изменения пород.

На диаграмме а-б (рис. 37–40) ортопороды всех четырех участков ложатся в поле вулканитов или их туфов с вариациями состава пород от риолитов до базальтов, и, как было показано (Котова, Подковыров, 2014), они имеют разную геохимическую специфику. Следует отметить, что вычисления, сделанные по методу Г.С.Куртова, показали туфогенную природу ортопород трех участков (Кухка, Куркиеки и Кильпола) и изверженную природу ортопород участка Кузнечное. Необходимо отметить, что к туфогенным образованиям Г.С.Куртов относит как туфы, так и смешанные породы — туффиты.

Небольшая группа парапород, которые по методу Г.С.Куртова могут быть отнесены к туфогенным образованиям, на диаграмме а-б также попадают в поле вулканитов, отвечающих в основном породам кислого и среднего состава. На рис. 37–41 эти породы обозначены как туффиты. Другая группа парапород, представляющих обычные осадки, на диаграмме а-б распределяется в различных полях, включающих полимиктовые песчаники, граувакки, алевролиты, алевро-аргиллиты. На участках Кухка, Куркиеки, Кильпола (рис. 37–39) по параметру b парапороды отвечают составам слабжелезистых и железистых пород, а на участке Кузнечное (рис. 40) преобладают слабжелезистые составы.

По параметру общей щелочности n ($K_2O + Na_2O$, ат. кол.) все описываемые группы пород относятся преимущественно к умереннощелочному классу, встречаются и малощелочные разности; последние относятся, как

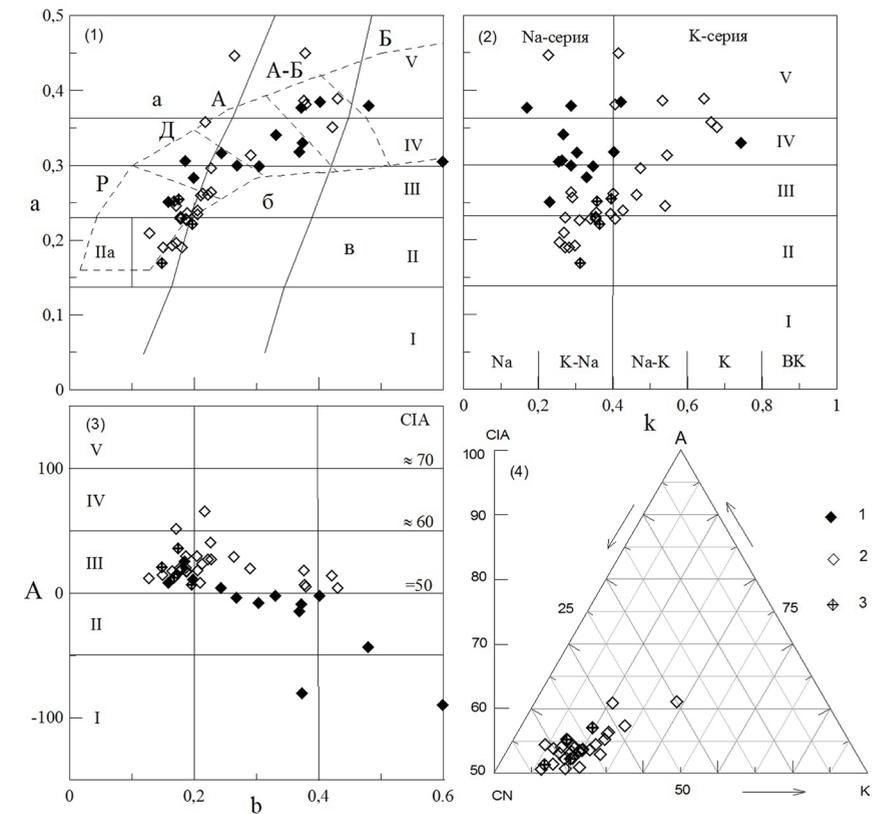


Рис. 37. Классификационные диаграммы для гнейсо-сланцевых толщ лахденпохской серии участка Кухка.

1 — Диаграмма а-б (Неелов, 1980). Параметры: $a = Al_2O_3 / SiO_2$ (ат. кол.); $b = Fe_2O_3$ (общ) + $MnO + MgO + CaO$ (ат. кол.). Поля (с упрощениями): I — кварцевые и олигомиктовые песчаники, II — аркозы (IIa), полимиктовые песчаники, кислые граувакки и туфы, III — алевролиты, основные граувакки и туфы, IV — алевро-аргиллиты, V — аргиллиты (глины). Пунктирной линией обозначены поля вулканитов: P — риодацитов, Д — дацитов, А — андезитов, А-Б — андезито-базальтов, Б — базальтов. Наклонные линии отделяют поля: а — слабжелезистых, б — железистых, в — высокожелезистых пород. 2 — Относительная щелочность по параметрам А.Н. Неелова (1980). Параметры: $k = K_2O / (Na_2O + K_2O)$ (ат. кол.). Вертикальная линия, разделяющая Na и K серии, отвечает $Na_2O / K_2O = 1.5$ (ат. кол.) или $Na_2O / K_2O = 1$ (вес. %). 3 — Диаграмма А-б по параметрам А.А. Предовского (1980) и А.Н. Неелова (1980). Параметры: $A = \{Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO)\} \times 1000$ (мол. кол.) или $2A = \{Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O_3 + 2CaO)\} \times 1000$ (ат. кол.). Поля: I — мафические и щелочные магматиты, II — плагиоклазовые магматиты и туффиты различного состава, III — кислые магматиты и малоглинистые кластолиты (кварцевые, аркозовые, полевошпатовые, граувакковые и мелановаковые), IV — глинистые кластолиты, V — глины. 4 — Диаграмма А-CN-K = $\{Al_2O_3 - (CaO + Na_2O) - K_2O\}$ (мол. кол.), где величина $A \times 100 = CIA$. Условные обозначения: 1 — ортопороды, 2 — парапороды, 3 — туффиты по (Куртов, 1980) в группе парапород

правило, к железистой группе. По параметру относительной щелочности $k \{K_2O/(K_2O+Na_2O), \text{ ат. кол.}\}$ эти группы пород для всех четырех участков (рис. 37–40) различаются достаточно закономерно. Ортопороды и туффи-ты относятся преимущественно к Na-серии пород, а парапороды относятся как к Na-серии, так и K-серии пород, т.е. обладают более широкими вариациями соотношения щелочей от K-Na семейства до K-семейства.

На диаграмме A-b (рис. 37–40) ортопороды среднего и основного состава ложатся в поля магматитов и туффи-тов (при $A < 0$), а ортопороды кислого состава располагаются в основном в поле кислых магматитов и малоглинистых кислых кластолитов. Парапороды, включающие выделенные нами туффи-ты, большей частью также тяготеют к полю малоглинистых кластолитов. Эти породы на диаграмме A-CN-K ложатся вблизи вершины CN и характеризуются низкой величиной CIA от 50 до 60, что является общей особенностью состава парапород только для трех участков (рис. 37, 38, 39),

за исключением участка Кузнечное (рис. 40). На данном участке, где преобладают породы кислого и среднего состава, ортопороды по ряду геохимических показателей (включая расчеты по Г.С. Куртову) можно отнести к магматитам, т.е. к вулканитам; тогда как ортопороды других трех участков, скорее всего, относятся к туфам.

Составы парапород по величине A на участке Кузнечное ложатся в поля малоглинистых кластолитов, глинистых кластолитов, а также глин (рис. 40). В малоглинистых кластолитах величина CIA варьирует от 50 до 63, а в глинистых кластолитах и глинах — от 65 до 80 (рис. 40). Интересно отметить, что на диаграмме a-b группа парапород с более высокой величиной CIA характеризуется наиболее низкой величиной a (0,12–0,23) и ложится в поле II (полимиктовые песчаники, граувакки). Таким образом, отмечается некоторое несоответствие классификационных диаграмм А.Н.Неелова и А.А.Предовского. То же самое наблюдается для других участков, где по

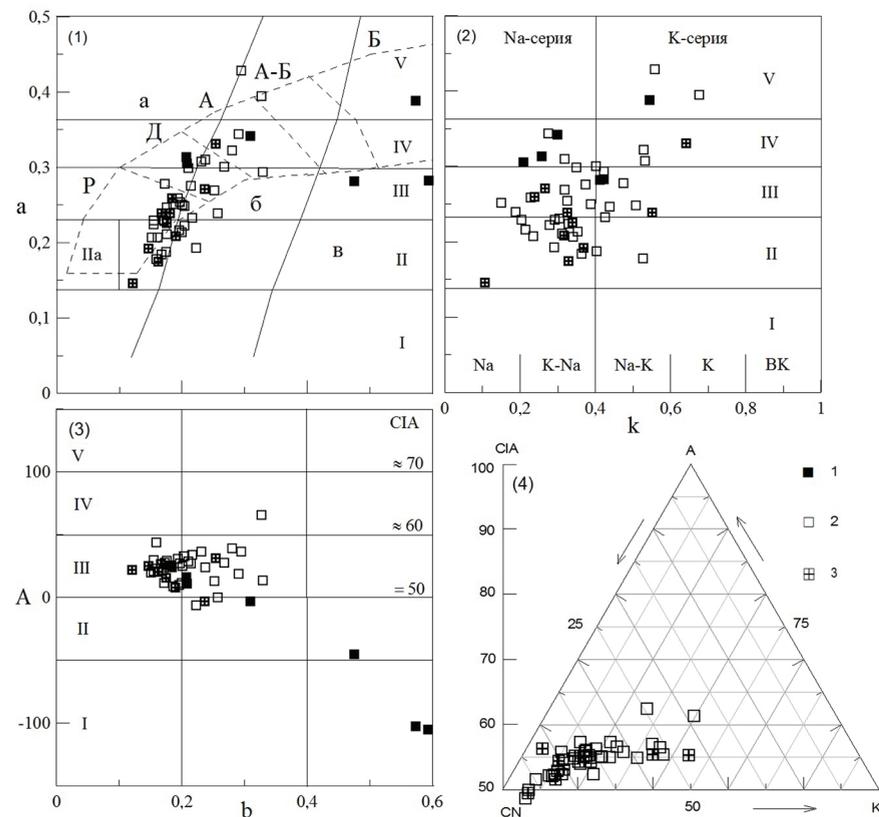


Рис. 38. Классификационные диаграммы для гнейсо-сланцевых толщ лахденпохской серии участка Куркиеки. Диаграммы и все условные обозначения — как на рис. 37

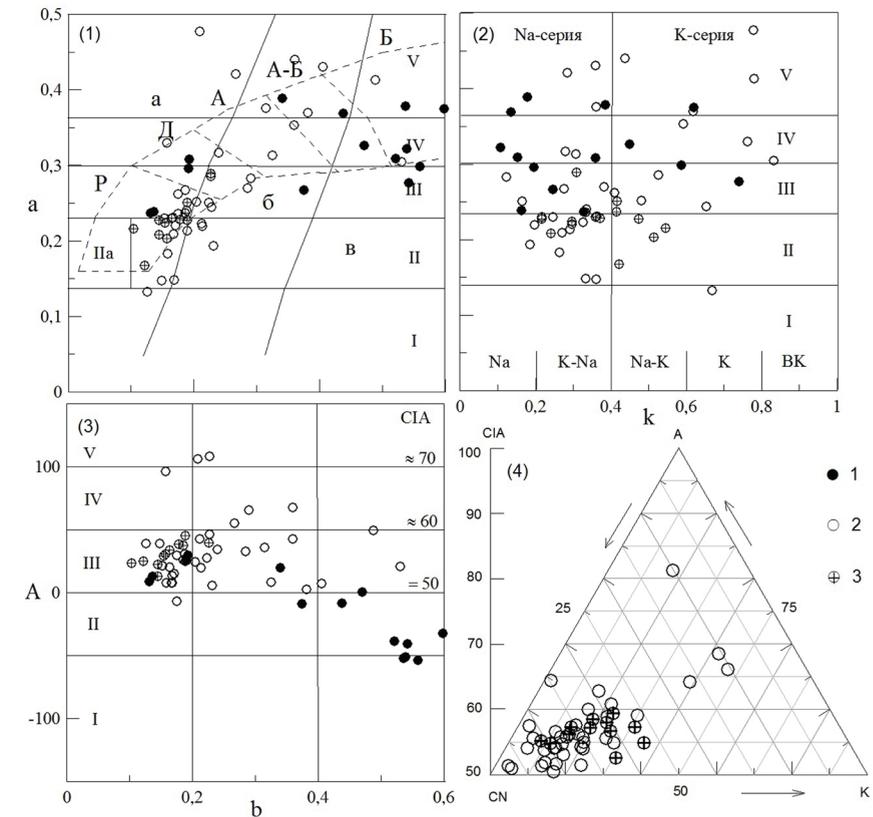


Рис. 39. Классификационные диаграммы для гнейсо-сланцевых толщ лахденпохской серии участка Кильпола. Диаграммы и все условные обозначения — как на рис. 37

величине А большая часть парапород ложится в поле малоглинистых кластолитов, что не соответствует диаграмме а-б (рис. 37–39). Так или иначе, на диаграмме А-б большая часть составов парапород с низкой величиной СІА ложится вблизи или в поле магматитов.

Дискриминантная диаграмма F1-F2 (Roser, Korsch, 1988) может быть использована для изучения зрелости осадочных образований, определения состава материнских пород, а также для изучения вулканических и плутонических комплексов. На трех участках (рис. 41, а, б, в) точки состава ортопород располагаются преимущественно в полях магматических пород различного состава, с преобладанием средних и основных разностей. На участке Кузнечное (рис. 41, г) ортопороды образуют компактное поле в области дацитов — андезитов; выделенные туффиты также тяготеют к магматитам, а остальные парапороды располагаются в поле дифференцированных (рециклированных) осадков. На участках Кухка и Куркиеки (рис. 42, а,

б) парапороды, включая туффиты, при некоторых вариациях состава образуют скопление вблизи границы, разделяющей поля осадков и магматитов. На диаграмме Ф.Петтиджона и др. (1976) исследуемые парапороды всех четырех участков ложатся в основном в поле граувакк и частично в поле лититовых аренитов. На диаграмме М.М.Хирона (Herron, 1988) парапороды располагаются в одинаковых пропорциях в полях глинистых сланцев и вакк, а также частично в поле железистых составов, которые на участке Кильпола представляют половину выборки.

Применение дискриминантного анализа по общему набору макроэлементов дает вполне надежные результаты для разделения силикатных

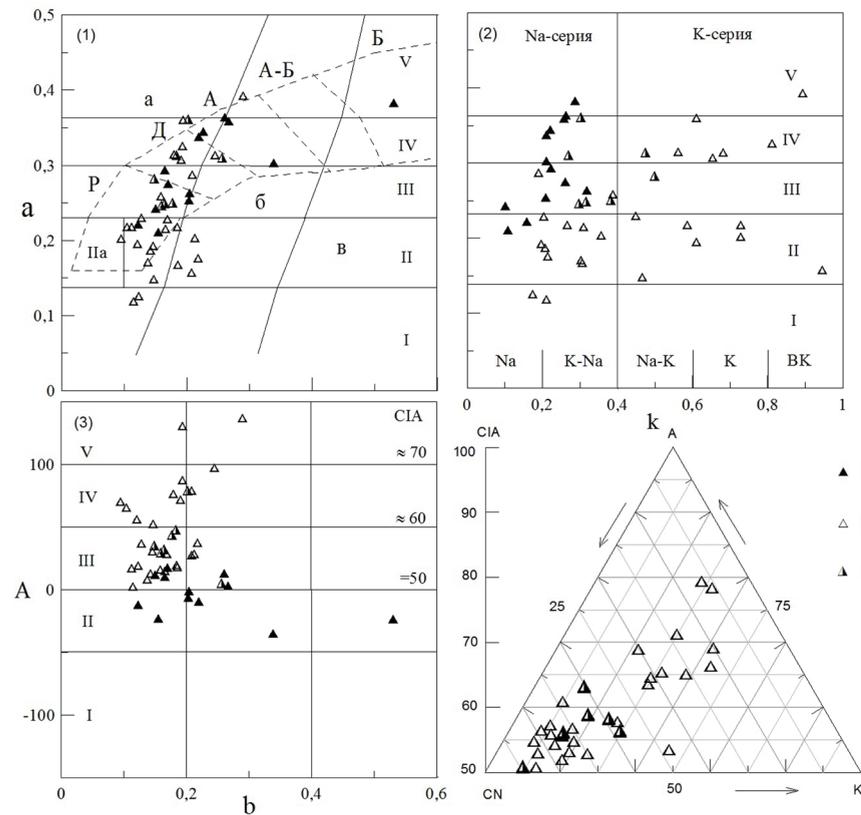


Рис. 40. Классификационные диаграммы для гнейсо-сланцевых толщ лахденпохской серии участка Кузнечное. Диаграммы и все условные обозначения — как на рис. 37

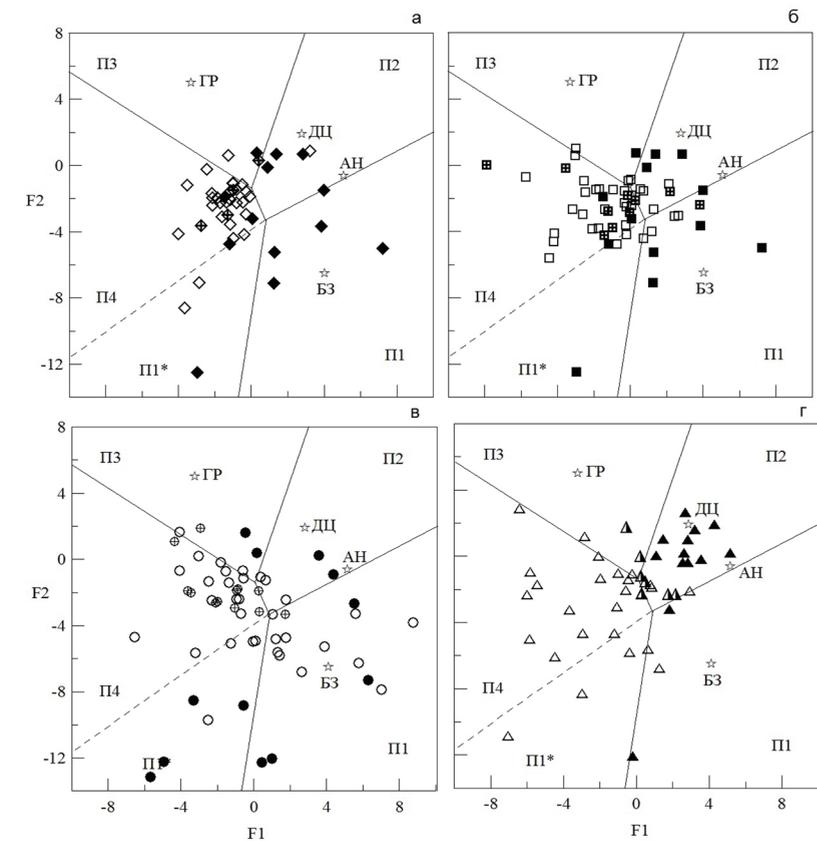


Рис. 41. Дискриминантные диаграммы F1-F2 по (Roser, Korsch, 1988) для гнейсо-сланцевых толщ лахденпохской серии на участках Кухка (а), Куркиеки (б), Кильпола (в), Кузнечное (г).

Звездочками обозначены средние составы базальта (БЗ), андезита (АН), дацита (ДЦ), гранита (ГР). Поля П1, П2, П3 отвечают магматитам, а также составу детрита, приближающегося к исходным породам основного, среднего и кислого состава. Поле П1* отвечает экстремальным составам мафических пород (по Ti, Fe, Mg). Поле П4 отвечает рециклированному осадочному материалу. Условные обозначения — как на рис. 37

осадочных и магматических пород. К одному из таких методов может быть отнесена $DF(x)$ (Великославинский и др., 2013), которая, в отличие от DF -Шоу (Shaw, 1972), применяется для более широкого спектра пород по SiO_2 , включая основные составы. Между областями обычных магматических и осадочных пород выделена область неопределенности ($-0,8 < DF(x) < 0,3$); при этом следует отметить, что туфогенные образования С.Д.Великославинский (устное сообщение, 2014) в свои выборки не включал.

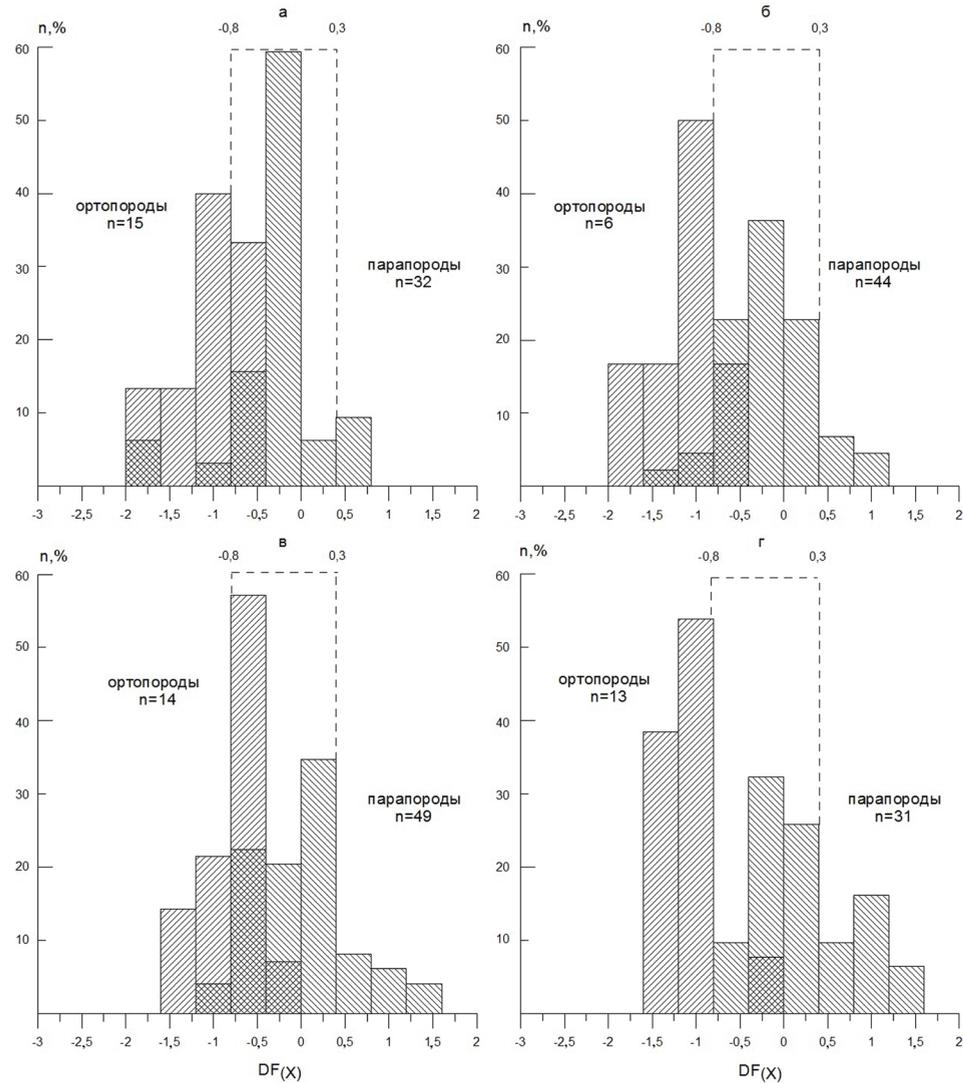


Рис. 42. Гистограммы распределения $DF(x)$ по (Великославинский и др., 2013) для орто- и парапород ладенпохской серии на участках Кухка (а), Куркиеки (б), Кильпола (в), Кузнечное (г)

На рис. 42 показано распределение величины $DF(x)$ для исследуемых нами орто- и парапород, разделенных по участкам. Для трех первых участков (рис. 42, а, б, в) общий вид гистограмм имеет определенное сходство, где парапороды примыкают к ортопородам, частично перекрываясь с ними, и ложатся большей частью в область неопределенности. На участке Кузнечное изученная выборка пород на гистограмме $DF(x)$ (рис. 42, г) разделяется на группы пород с тремя пиками, где четко выделяются ортопороды, породы неопределенного генезиса и парапороды.

Таким образом, основываясь на приведенном выше материале, можно с большой долей вероятности предположить, что на участках Кухка, Куркиеки и Кильпола изученный комплекс орто- и парапород представляет собой туфы и туффиты соответственно, а в целом парапороды, которые

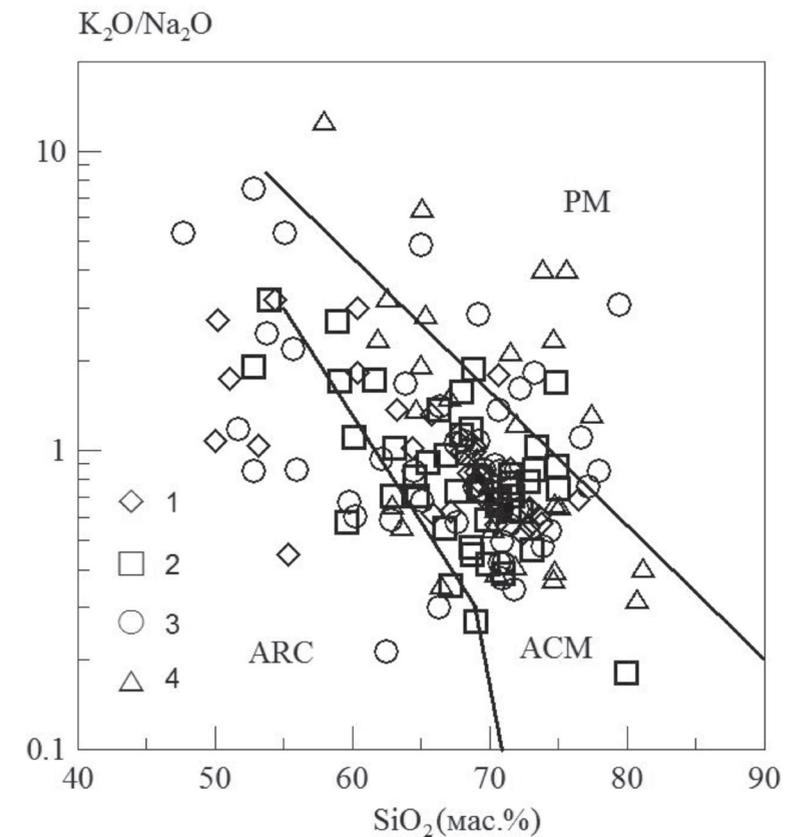


Рис. 43. Дискриминантная диаграмма $SiO_2 - K_2O/Na_2O$ по (Roser, Korsch, 1986) для парапород ладенпохской серии.

Поля составов тектонических обстановок: PM — пассивные окраины, ACM — активные континентальные окраины, ARC — океанические островные дуги. Участки: 1 — Кухка, 2 — Куркиеки, 3 — Кильпола, 4 — Кузнечное

здесь преобладают, по своей природе имеют туфогенное происхождение. На участке Кузнечное, скорее всего, мы имеем дело с вулканогенно-осадочным комплексом пород.

По классификации А.Н.Неелова, парапороды (метатуффиты) характеризуются широким спектром состава протолита — от полимиктовых и граувакковых песчаников (2/3) до аргиллитов, с преобладанием (на 2/3) песчаников, алевролитов и алевро-аргиллитов. Вариации состава парапород по SiO_2 и соотношению щелочей приведены на дискриминантной

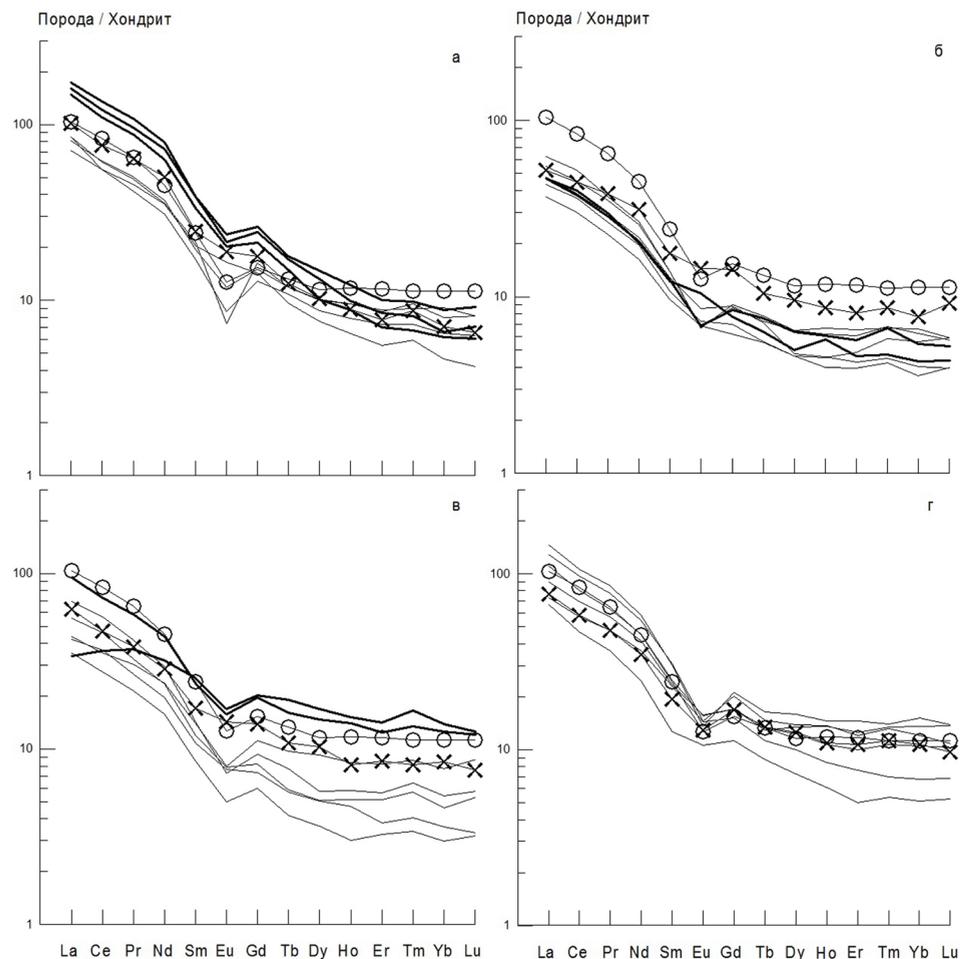


Рис. 44. Распределение РЗЭ в парапородах лахденпохской серии на участках Кухка (а), Куркиеки (б), Кильпола (в), Кузнечное (г).

Содержания РЗЭ нормированы к хондриту по (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Тонкие линии отвечают составу парагнейсов, толстые линии — составу парасланцев. Круглом обозначен состав PAAS (постаршейский австралийский сланец) по (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Косой крест отвечает составу ортопороды для данного участка

диаграмме (рис. 43), на которой большая часть парапород располагается в поле активных континентальных окраин, но есть составы, которые ложатся в поля пассивных окраин и океанических островных дуг. Такое расположение парапород на диаграмме может быть вполне оправданным, т. к. мы имеем дело не с обычными метаосадками, а с метатуффитами. Заметной дифференциации состава пород по SiO_2 , содержание которого варьирует от 50 до 80 %, для участков Кухка, Куркиеки, Кильпола не наблюдается; на участке Кузнечное парапороды ограничиваются средним и кислым составом ($\text{SiO}_2=60-80\%$). Во всех парапородах наблюдаются значительные вариации $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,2–10), что свидетельствует о равной принадлежности пород к калиевой и натровой сериям, как следует из рис. 37–40.

2.1.4. Микроэлементный состав парапород

Геохимический состав (редкие — РЭ и редкоземельные — РЗЭ элементы) представительных образцов парапород приведен в табл. 7. На рис. 44 представлены диаграммы нормированного к хондриту распределения РЗЭ в парапородах в сравнении с составом ортопороды, характерной для данного участка; состав PAAS приведен для наглядности.

В парапородах участка Кухка (рис. 44, а) отмечается в целом повышенное содержание $\Sigma\text{РЗЭ}$ и ЛРЗЭ, что особенно заметно для парасланцев. Подобное распределение и содержание РЗЭ наблюдается в ортосланце (андезито-базальт типа OIB) этого участка, состав которого также сходен с PAAS (за исключением величины европиевой аномалии). На участке Куркиеки (рис. 44, б) парапороды в целом обеднены РЗЭ по сравнению с PAAS и имеют сходство с составом ортосланца (андезито-базальт типа WPB) этого участка. На участке Кильпола (рис. 44, в) парапороды обладают широкими вариациями по $\Sigma\text{РЗЭ}$, при этом в среднем имеют сходство с составом ортосланца (базальт типа WPB) этого участка; парасланцы здесь сходны с составом PAAS. На участке Кузнечное (рис. 44, г) парагнейсы имеют достаточно однородный по содержанию РЗЭ состав, близкий к составу ортогнейса (дацит) этого участка, а также к составу PAAS. При общем сравнении видно, что парагнейсы участков Кухка и Кузнечное близки по составу и отличаются от парагнейсов участков Куркиеки и Кильпола, что свидетельствует о разном составе источника материнских пород, а именно более базитовом для двух последних участков.

На рис. 45 приведены вариации составов РЭ относительно PAAS для парагнейсов и парасланцев на разных участках. Общей закономерностью для парагнейсов всех участков является в целом уменьшенное содержание всех РЭ, иногда довольно значительное. Исключением являются

отдельные пробы участков Кухка и Кузнечное (рис.45, а, г) по повышенному в среднем в 1,5 раза содержанию Zn, Sr и Ba. Парасланцы разных участков, естественно отличаясь от парагнейсов и от PAAS, имеют разную геохимическую специфику. На участке Кухка (рис.45, а) парасланцы заметно обогащены Zn, Sr и Nb, что характерно для базитов типа OIB. Парасланцы участка Кильпола (рис. 45, в) обогащены элементами группы железа, что связывает их по химизму с базальтами типа-WPB. Следует отметить, что по главным элементам (табл. 6) эти две группы парасланцев слабо различаются. Парасланцы участка Куркиеки в меньшей степени обогащены элементами группы железа, тем не менее, общая геохими-

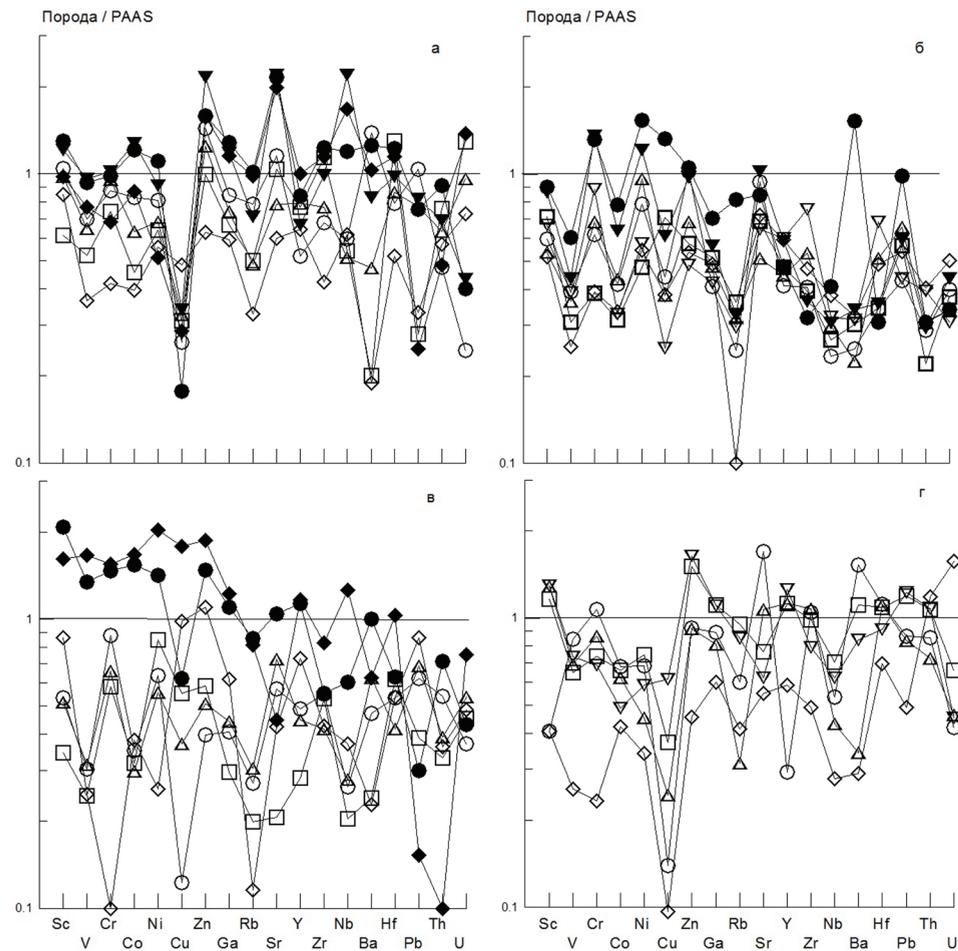


Рис. 45. Распределение РЭ в парапородах лахденпохской серии на участках Кухка (а), Куркиеки (б), Кильпола (в), Кузнечное (г). Открытые значки отвечают составу парагнейсов, залитые значки отвечают составу парасланцев

ческая специфика пород этого участка (см. ниже) роднит его с участком Кильпола.

При геохимическом изучении терригенных осадков широко используются соотношения ряда несовместимых микроэлементов, что позволяет судить об условиях формирования пород в процессе осадконакопления, о составе источников сноса, а также проводить тектонические реконструкции (McLennan et al., 1993; Bhatia, Crook, 1986; Cullers, 2002; Nath et al., 2000; и др.). На диаграмме Th/Sc — Zr/Sc (рис. 46) точки состава исследуемых парапород всех участков располагаются в области слабодифференцированных (нерециклированных) отложений, что в свою очередь по (McLennan et al., 1993) может свидетельствовать об активных тектонических условиях в области формирования осадков.

М.Р.Бхатия и К.А.В.Крук (Bhatia, Crook, 1986) предложили ряд диаграмм по соотношению некоторых микроэлементов для реконструкции тектонических обстановок формирования граувакковых комплексов; на рис. 47 приведены две из них. Соотношения La — Th (рис. 47, а) и Ti/Zr — La/Sc (рис. 47, б) в парапородах различных участков показывают сходную

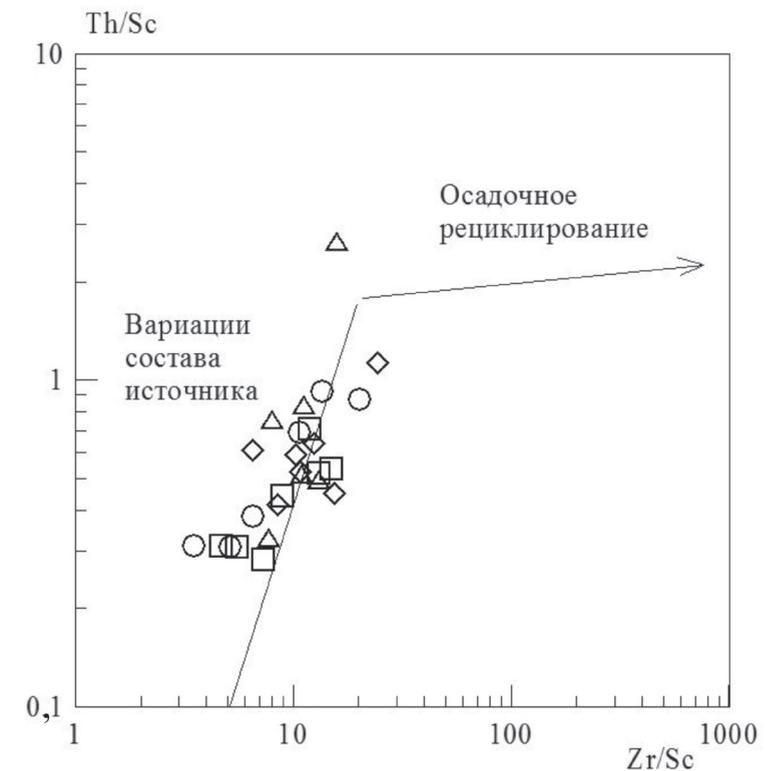


Рис. 46. Диаграмма Th/Sc — Zr/Sc (McLennan et al., 1993) для парапород лахденпохской серии. Условные обозначения — как на рис. 43

тектоническую обстановку; на диаграммах большая часть парапород ложится в поле континентальных островных дуг, а другая часть парапород, которая относится к участкам Куркиеки и Кильпола, располагается в поле океанических островных дуг. Последний факт можно объяснить влиянием основного по составу материнского источника.

На диаграммах (рис. 47, а, б) выделяется группа парасланцев участка Кухка в связи с повышенным в них содержанием La, о чем говорилось выше. Подобная картина наблюдается и на треугольной диаграмме La — Th — Sc (Тейлор, Мак-Леннан, 1988), из которой также следует, что большинство парагнейсов располагаются вблизи состава гранодиоритового источника. О составе источника «сноса» (насколько это термин применим к туффитам) можно судить по ряду отношений несовместимых элементов. Р.Л.Куллерс (Cullers, 2002) по соотношению Th/Co и La/Sc выделяет поля для пород источника кислого и основного состава. Во всех исследуемых нами парапородах отношения $Th/Co > 0,20$, а $La/Sc > 1,0$ (табл. 7), что означает влияние кислого источника. Подобная картина отражена на диаграмме La/Th — Hf (рис. 48, а), где составы нескольких парасланцев отвечают базитовому или смешанному источнику, а большая часть состава парапород обнаруживает влияние кислого источника. Наиболее наглядной относительно состава источника нам представляется тройная диаграмма Th — Hf — Co (рис. 48. б), где составы парапород образуют вытянутое поле вдоль оси Th — Co.

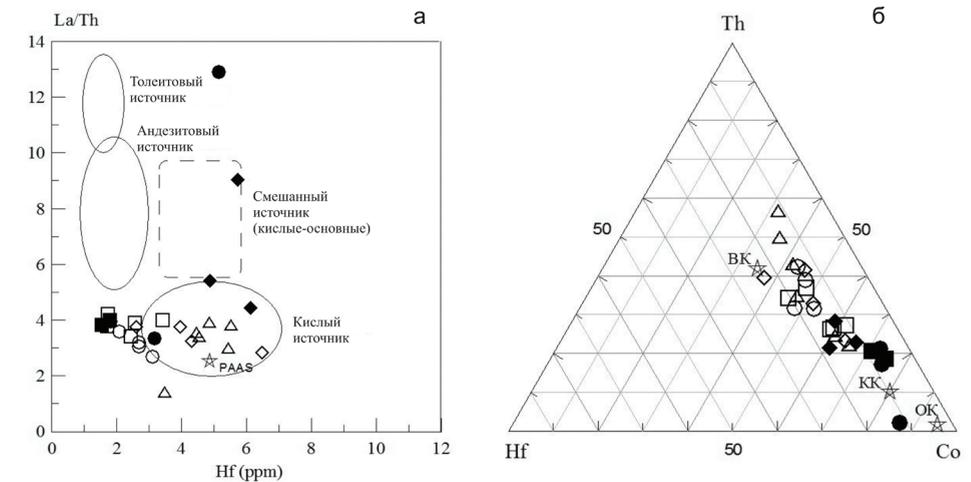


Рис. 48. Диаграмма La/Th — Hf (а) по (Nath et al., 2000) и Th — Hf — Co (б) по (Тейлор, МакЛеннан, 1988) для парапород лахденпохской серии. (б) — ВК — верхняя континентальная кора, КК — континентальная кора в целом, ОК — океаническая кора. Условные обозначения см. на рис. 47

Парагнейсы тяготеют к составу тоналита-трондjemита (ВК), а парасланцы с некоторыми парагнейсами тяготеют к составу андезита (КК); один образец отвечает составу базальта (ОК).

В результате геохимического изучения парапород выявилось различие их состава на разных участках. На рис. 47 и 48 видно, что и парагнейсы и парасланцы участков Куркиеки и Кильпола обособляются по составу от парапород участков Кухка и Кузнечное в связи с более низким содержанием в них La, Th, Hf, а также Zr, что особенно видно из табл. 7 и на других диаграммах (рис. 44, 45). Это не связано с меланократовостью пород или содержанием в них SiO_2 , а скорее указывает на тот факт, что по химизму комплекс парапород участков Куркиеки и Кильпола относится к толеитовой серии, а комплекс парапород участков Кухка и Кузнечное — к известково-щелочной серии. Эти комплексы связаны по химизму с ассоциирующими ортопородами.

2.1.5. Заключение

Таким образом, на приведенном фактическом материале с помощью разных методик, дополняющих друг друга, была выявлена туфогенная природа парапород лахденпохской серии Западного Приладожья, относимых к верхнему калевию. Обзор имеющихся на сегодняшний день геохронологических данных свидетельствует о том, что верхнекалевийские отложения Западного Приладожья и граничащего с ним региона пояса Саво были

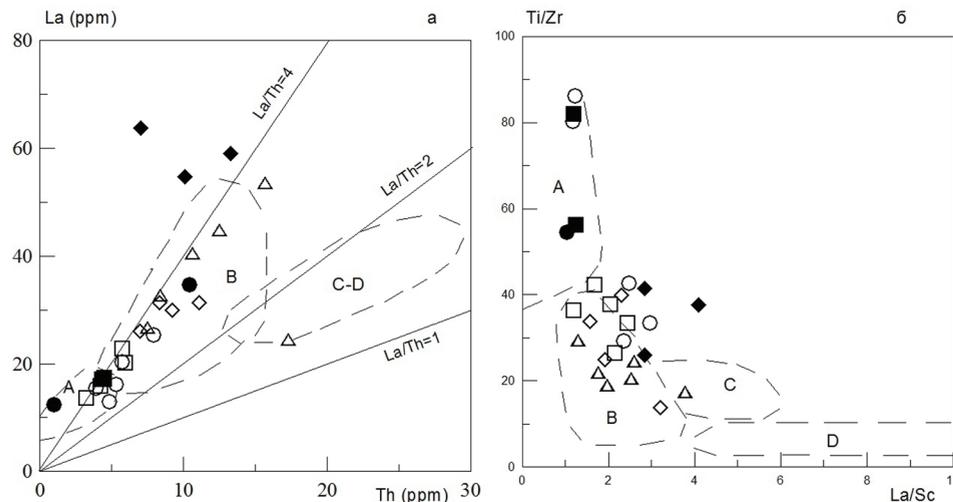


Рис. 47. Дискриминантные диаграммы по (Bhatia, Crook, 1986) La — Th (а) и Ti/Zr — La/Sc (б) для парапород лахденпохской серии.

Поля составов тектонических обстановок: А — океанические островные дуги, В — континентальные островные дуги, С — активные континентальные окраины, D — пассивные континентальные окраины. Условные обозначения см. на рис. 43, залитыми значками обозначены парасланцы

сформированы в интервале времени 1,95–1,92 млрд лет (*Lahtinen et al.*, 2010). Этот период совпадает по времени с закрытием океана Йормуа и возникновением Свекофеннского океана (*Melezhik, Hanski*, 2012). Нижнекалевийские отложения развиты преимущественно в сланцевом поясе Хойтиайнен — Янисъярви, а также в Центральной Финляндии. Максимальный возраст осадконакопления этих отложений неизвестен, но можно допустить, что он приближается к возрасту вулканитов сортавальской серии или вулканитов Тохмаярви (2,10 млрд лет) (*Huhma*, 1986).

Ладожская серия Северного Приладожья на основе геохимических данных была разделена нами ранее (*Котова и др.*, 2009) на две толщи, нижнюю и верхнюю. Предварительный геохимический анализ показал (*Котова, Подковыров*, 2015), что верхняя толща ладожской серии, также, как и лахденпохской, может иметь туфогенную природу. Как известно (*Дзоценидзе*, 1969), пирокластический материал способен перемещаться ветром на расстояния до 100 км и более. Термин туффит обозначает породу смешанного состава (пирокластик+осадки), но т. к. наши метаосадки имеют явное геохимическое родство с пирокластикой, можно допустить, что большая часть изученных нами парапород (участки Кухка, Куркиеки, Кильпола) представляют собой измененные или переотложенные туфы. Таким образом, проведенный геохимический анализ, в основном по главным элементам, позволил установить первичную туфогенную природу преобладающих в лахденпохской серии парагнейсов, а также парасланцев.

Микроэлементный состав парасланцев обнаруживает геохимическое сходство с ассоциирующими ортосланцами, среди которых выделяются андезито-базальты типа OIB и базальты типа WPB. Парагнейсы, ассоциирующие с соответствующей группой парасланцев, также обладают геохимическими различиями, что позволяет выделить туффиты известково-щелочной и туффиты толеитовой серий. В Приозерской зоне, в отличие от северных районов, выделяется вулканогенно-осадочный комплекс пород, предположительно аналогичный южносвекофеннским островодужным комплексам. В заключение можно отметить, что подобные комплексы пород, скорее всего, могли формироваться в условиях активных континентальных окраин.

2.2. ЛИТОГЕОХИМИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СТРАТОТИПИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ВЕНДА СЕВЕРА ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ, ЮГ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

История формирования и возрастное положение осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов неопротерозоя, широко развитых по южной периферии Сибирской платформы, остаются предметом многолетних дис-

куссий (*Семихатов, Серебряков*, 1983; *Станевич и др.*, 2006; 2007; *Чумаков и др.*, 2007; *Шибина и др.*, 2015). На юге Средней Сибири интерес для исследователей представляют наиболее стратиграфически полные разрезы верхнего рифея-венда, распространенные в северной краевой зоне Байкало-Патомского нагорья (рис. 49, а), выделенные Н.М.Чумаковым с соавторами (2013) в стратотипический разрез патомского комплекса позднего протерозоя, включающий баллаганахскую, дальнетайгинскую, жуинскую и юдомскую (трехверстную) серии (рис. 49, б).

2.2.1. Стратиграфия вендских отложений

Патомский комплекс рифей-венд-кембрийского возраста рассматривается или как последовательность пассивной континентальной окраины (*Чумаков и др.*, 2007), или же, в дальнетайгинское и жуинское время, как отложения задугового бассейна Байкало-Патомской островодужной системы позднего протерозоя (*Станевич и др.*, 2007). Возраст верхней части разреза комплекса, включающей отложения дальнетайгинской и жуинской серий (*Решения.*, 1989; *Стратиграфия нефтегазоносных...*, 2005), ранее относимых к верхнему рифею (780–630 млн лет) (*Станевич и др.*, 2007; *Наговицин и др.*, 2004), благодаря проведенным в последние годы палеонтологическим и изотопно-геохимическим исследованиям принимается как вендский (*Воробьева и др.*, 2008; *Голубкова и др.*, 2010; *Чумаков и др.*, 2011; *Кочнев и др.*, 2015а; *Kuznetsov et al.*, 2013).

Уринская свита, содержащая одноименный комплекс микрофоссилий, относимый к послеледниковым (доредкинским) отложениям раннего венда или эдиакарским по международной стратиграфической шкале (*Голубкова и др.*, 2010; *Голубкова, Кузнецов*, 2014; *Кочнев и др.*, 2015а), входит в состав единой осадочной последовательности дальнетайгинской серии, начинающейся с ледниковых конгломерато-песчаных и алевритовых отложений джемкуканской свиты и завершающейся морскими сланцево-карбонатными толщами валюхтинской (уринской+каланчевской в Уринском антиклинории) свиты (*Чумаков и др.*, 2013; *Подковыров и др.*, 2015). Значительные вариации изотопного состава углерода (от +8 до –12 ‰ $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$) и вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах дальнетайгинской и жуинской серий также свидетельствуют о вероятном вендском возрасте всей осадочной последовательности (*Покровский и др.*, 2006; 2010; *Чумаков*, 2011; *Чумаков и др.*, 2011; *Melezhik et al.*, 2009).

В этой связи особый интерес представляет реконструкция обстановок терригенного литогенеза, состава пород областей сноса и геодинамических режимов формирования терригенных отложений Патомского комплекса

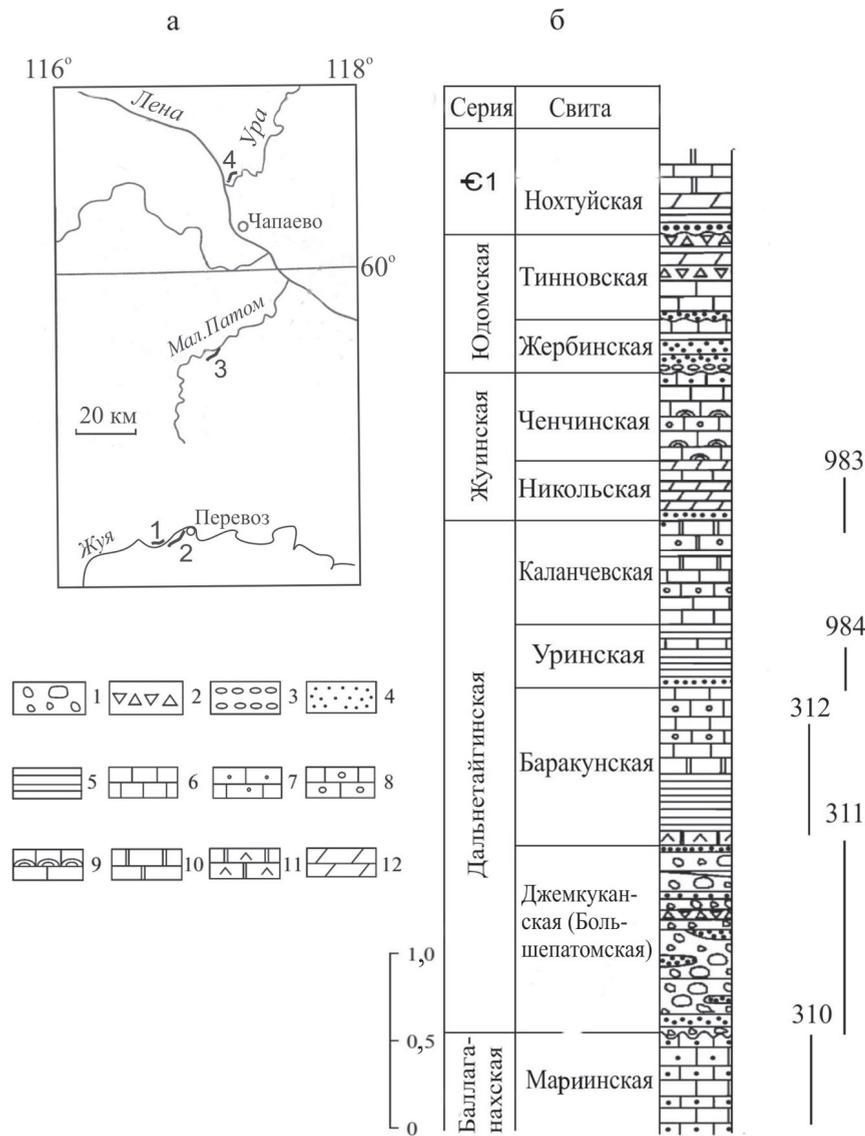


Рис. 49. а — расположение изученных разрезов верхнего рифея-венда севера Патомского нагорья; 1 — мариинская свита, 2 — джемкуканская свита, 3 — баракунская и валюхтинская свиты, 4 — уринская и никольская свиты. б — стратиграфическая колонка по (Воробьева и др., 2008; Леонов, Рудько, 2012) с изменениями, положение и номера изученных разрезов: 1 — гляциальные отложения, 2 — карбонатная брекчия, 3 — конгломераты, 4 — песчаники, 5 — алевролиты и глинистые сланцы, 6 — известняки, 7 — чередование песчаников и известняков, 8 — оолитовые сланцы, 9 — строматолитовые известняки, 10 — доломиты, 11 — венчающие доломиты, 12 — мергели

в позднерифейское (мариинское), в дальнетайгинское и жуинское время. Согласно данным изучения возрастов обломочных цирконов рифей-вендских отложений севера Байкало-Патомского складчатого пояса (Powerman et al., 2015), областями сноса осадков мариинской свиты и нижней части осадочной последовательности дальнетайгинской серии (до валюхтинской свиты) могли служить раннедокембрийские комплексы внутренних районов Сибирской платформы. Для вышележащих отложений венда (валюхтинская свита, <610 млн лет; жуинская серия и юдомский комплекс) форландового бассейна преобладает вклад позднедокембрийских источников, которыми могли являться магматические комплексы коллизионного Байкало-Муйского орогена (Powerman et al., 2015) или же островодужные комплексы конвергентной вендской окраины кратона (Станевич и др., 2006; 2007).

Вариации изотопного состава неодиима терригенных отложений баллаганакской и большей части дальнетайгинской серий характеризуются значениями $\epsilon Nd(T)$ от $-19,4$ до $-16,3$ (Чугаев и др., 2017) и по данным полученным в ИГГД РАН от $-21,3$ до $-18,8$ (Ковач В.П, перс. сообщ.), что также свидетельствует о формировании отложений нижней части разреза венда Байкало-Патомского пояса главным образом за счет разрушения раннепротерозойской коры Сибирского кратона. Выше по разрезу, начиная с пород хомолхинской (валюхтинской) свиты, выявлено резкое изменение начального изотопного состава неодиима ($\epsilon Nd(T) -8,3...-2,0$), которое отвечает смене режима осадконакопления пассивной континентальной окраины на форландовый бассейн. На этом позднем этапе развития, помимо сноса материала с Сибирского кратона в Патомский палеобассейн, поступало и вещество ювенильной неопротерозойской коры, предположительно при разрушении вендских интрузий Байкало-Муйского пояса (Чугаев и др., 2017).

Мариинская свита, завершающая позднерифейский цикл седиментогенеза в пределах северной части Патомского нагорья, представлена в разрезе р. Жуя (рис. 49, б; разрез 310) переслаиванием пакетов серых песчаных известняков и темно-серых мергелей с прослоями полевошпат-кварцевых песчаников и серых слабоуглеродистых сланцев общей мощностью до 250 м (Стратиграфия нефтегазоносных..., 2005). Отложения свиты формировались в мелководном морском бассейне в условия активной динамики водной среды.

Полный разрез дальнетайгинской серии на севере Патомского прогиба (р. Жуя, Мал. Патом, рис. 49, а) включает отложения джемкуканской (большепепатомской), баракунской и валюхтинской свит (Чумаков и др., 2007; Шибина и др., 2012). В составе джемкуканской свиты (р. Жуя, рис. 49, б, разрез 311) выделяются пачки чередования серых и темно-серых кварцевых

песчаников, черных алевролитов и углеродистых сланцев. В основании свиты преобладают по мощности песчаные породы, а в верхней части разреза алевролиты и сланцы. В основании свиты присутствует пласт конгломератов с линзами карбонат-кварцевых песчаников мощностью 7–10 м. В составе обломочного материала преобладают известняки подстилающей толщи, но встречаются гальки и мелкие валуны гранитов и кварца, а также гнейсы и метаморфизованные песчаники и другие породы фундамента Сибирской платформы. Особенностью таких конгломератов является постоянное присутствие обломков карбонатных пород подстилающей мариинской свиты. Массивное и беспорядочное сложение этих образований, а также обилие оползневых текстур напоминают отложения, характерные для прибрежных и подводных дельт с крутыми склонами и различными видами оползневых масс, пастообразных и разжиженных потоков. Суммарная мощность свиты 450–470 м.

Баракунская свита (р. Жуя, рис. 49, б, разрез 312) представлена чередованием пачек, сложенных преимущественно темными известняками и черными сланцами. При этом в известняковых пачках часто встречаются прослои сланцев, а в сланцевых пачках обычны прослои известняков. В основании свиты представлен пласт доломитов (венчающие постледниковые доломиты) (Чумаков и др., 2013) до нескольких метров мощностью. Венчающие доломиты вверх по разрезу сменяются черными глинистыми известняками и известковистыми сланцами в переслаивании с серыми пиритизированными известковистыми песчаниками с отдельными пачками темных алевро-аргиллитов общей мощностью до 100 м. В средней части свиты преобладают черные алевритистые сланцы с тонкими прослоями черных плитчатых известняков, доломитистых известняков и линзами известняковых конглобрекций, а также встречаются прослои черных известковистых песчаников. В кровле свиты преобладают черные тонкоплитчатые известняки с прослоями глинистых известняков и известковистых сланцев. Общая мощность свиты достигает 900–1000 м. Отложения свиты представляют собой трансгрессивный комплекс морских шельфовых отложений со сменой мелководных обстановок умеренно глубоководными, застойными обстановками открытого морского бассейна.

Валуохтинская свита (уринская и каланчевская свиты в Уринском антиклинории, рис. 49, б) (Стратиграфия нефтегазоносных..., 2005) имеет двучленное строение. Нижняя подсвита в разрезах р. Ура (рис. 49, б, разрез 984) представлена тонким переслаиванием темно-серых аргиллитов и алевролитов с подчиненными прослоями серых песчаников. В кровле подсвиты общей мощностью до 300–350 м среди черных филлитовидных аргиллитов появляются прослои (0,5–1,0 м) черных мергелей и известняков. Мета-

морфизованные аргиллиты свиты по результатам рентгеновского изучения сложены агрегатами мусковита, хлорита, кварца и биотита с варьирующей примесью альбита, пирита, органического вещества, рудных минералов и аксессуарных апатита и сфена. Накопление песчано-глинистых и карбонатных осадков нижней части валуохтинской свиты происходило в гидродинамически пассивных условиях нижней литорали морского бассейна с эпизодами застойного аноксического (бескислородного) режима (Немеров, Станевич, 2001; Станевич и др., 2007; Подковыров и др., 2015).

Верхняя часть валуохтинской свиты (каланчевская свита) сложена в основании разреза ритмично переслаивающимися темно-серыми алевроаргиллитами и мелкозернистыми граувакковыми песчаниками, количество которых возрастает вверх по разрезу. В кровле подсвиты преобладают серые средне- и грубослоистые кварцево-полимиктовые песчаники с карбонатным цементом и алевролиты с редкими прослоями темно-серых аргиллитов (Стратиграфия нефтегазоносных..., 2005). Мощность верхней подсвиты 400–450 м, она представляет собой регрессивный комплекс моласоидных осадков со сменой шельфовых отложений мелководными по мере отступления морского бассейна.

Никольская свита жуинской серии залегает на подстилающей каланчевской (Уринский антиклинорий) или валуохтинской (нижнее течение р. Малый Патом, рис. 49, б, разрез 983) свитах без признаков несогласия, но заметно отличается от них по литологическому составу (Стратиграфия нефтегазоносных..., 2005). В основании свиты (куллекинские слои) преобладают серые полевошпат-кварцевые песчаники и алевролиты (70–150 м), выше они постепенно замещаются серыми аргиллитами (100–120 м) и переслаиванием пестроцветных мергелей с прослоями серых онколитовых известняков. Минеральный состав аргиллитов свиты отличается от аргиллитов валуохтинской свиты лишь в целом несколько меньшим содержанием примеси органического вещества и эпигенетического пирита.

Полная мощность никольской свиты в районе устья р. Мал. Патом достигает 300 м, а в Уринской антиклинали — 550–600 м (Стратиграфия нефтегазоносных..., 2005). Разрез свиты представляет собой трансгрессивную последовательность, где отложения прибрежных обстановок с высокой гидродинамической активностью сменяются глинисто-карбонатными осадками спокойных обстановок нижней литорали мелководного морского бассейна.

Ченчинская свита завершает разрез жуинской серии. Ее распространение приурочено к приплатформенным частям Патомского нагорья. Свита сложена карбонатными, в том числе биогермными породами, сформировавшимися на мелководном морском шельфе. Граница между никольской

и ченчинской свитами проводится по появлению в разрезе массивных светлых или розовых известняков. Свита общей мощностью около 400 м, перекрывается кварцевыми песчаниками жербинской свиты.

2.2.2. Литогеохимическая характеристика терригенных отложений

Реконструкция условий осадконакопления, определение вероятного состава пород источников сноса и анализ геодинамических обстановок формирования метаморфизованных терригенных отложений нижнего венда северной части Патомского нагорья базируются на анализе петро- и геохимических характеристик пород. Валовый химический анализ пород выполнен в ИГГ УрО РАН методом РФА (аналитики Н.П.Горбунова и Г.С.Неупокоева). Содержания редких и редкоземельных элементов определены методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН под руководством Ю.Л. Ронкина (аналитики О.П. Лепихина, О.Ю. Попова и Г.А. Лепихина). Точность анализа составляет в среднем 2–7 %. Достоверность полученных данных подтверждена также анализом дубликатов, отобранных случайным образом.

Для реконструкции первичного состава пород и расшифровки геодинамических обстановок формирования отложений использован ряд широко известных классификационных и дискриминантных диаграмм (Неелов, 1980; Roser, Korsh, 1986; Bhatia, 1983; Bhatia, Crook, 1986). Интенсивность процессов выветривания исходных пород на водосборах и тем самым в какой-то мере и климат могут быть оценены по вариациям индекса химического изменения пород $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$, мол. кол. (Nesbitt, Young, 1982). Как правило, слабывветрелые породы, а также кварцевые песчаники характеризуются значениями CIA порядка 50–60, умеренно выветрелые — значениями в диапазоне 60–75, тогда как сильно выветрелые, глинистые разности имеют CIA более 75.

Для реконструкции литохимического состава этих пород были использованы 52 силикатных анализа, приблизительно в равных пропорциях для разных свит. Представительные химические анализы и значимые геохимические параметры образцов отдельных свит приведены в табл. 8 (главные элементы) и в табл. 9 (малые элементы). В качестве классификационной литохимической основы (рис. 50, а) использована диаграмма А.Н.Неелова (1980), на которой величины а, b и k приведены в вес.%, а выделенные границы полей нанесены методом экстраполяции.

В отложениях мариинской свиты, залегающей в основании изученной последовательности, наряду с преобладающими олигомиктовыми и полимиктовыми песчаниками отмечается также присутствие алевролитов. Отложения вышележащей джемкуканской свиты представлены широким

спектром осадочных пород — кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинами. Вариации валовых составов пород баракунской свиты по параметрам а, b и k (рис. 50, а, б) несущественно отличаются от джемкуканской свиты, а пониженная железистость (мафичность) пород этой свиты делает их еще более сходными с джемкуканской свитой. Это, в свою очередь, позволяет предположить близкие по составу и уровню выветривания источники сноса для терригенных осадков, залегающих в нижней части дальне-тайгинской серии.

Терригенные породы уринской свиты представлены полимиктовыми песчаниками и алевролитами, а отложения вышележащей никольской свиты в основном алевролитами. Породы нерасчлененной валюхтинской свиты разрезов р. Мал. Патом по своим петрохимическим характеристикам (Котова, Подковыров, 2016) соответствуют алевролитам и аргиллитам (рис. 50, а) и отличаются от уринской свиты отсутствием песчаников и присутствием аргиллитов, т.е. имеют в целом более глинистый состав осадков.

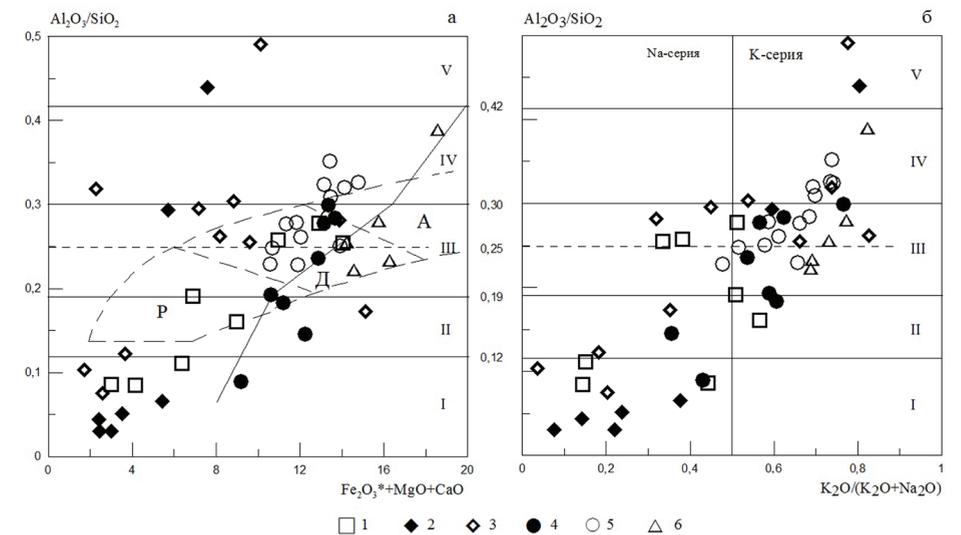


Рис. 50. Диаграммы состава (а — классификационная) и (б — относительной щелочности) для позднепротерозойских осадков севера Патомского нагорья. В основу диаграмм положена классификация А. Н. Неелова (1980); геохимические параметры: $a = Al_2O_3/SiO_2$, $b = Fe_2O_3^* + MgO + CaO$, $k = K_2O / (K_2O + Na_2O)$, приведены в вес.%. $Fe_2O_3^* = Fe_2O + Fe_2O_3$. Поля: I — кварцевые и олигомиктовые песчаники, II — полимиктовые и граувакковые песчаники, III — алевролиты, IV — аргиллиты, V — глины (глиноземистые аргиллиты). На рис. 50а пунктирными линиями показаны поля вулканитов риодацитового (P), дацитового (D) и андезитового (A) составов; наклонная линия отделяет слабозелезистые (слабокарбонатистые) составы от железистых (карбонатистых). На рис. 50, б вертикальная линия соответствует величине $Na_2O/K_2O = 1$. Условные знаки отвечают свитам: 1 — мариинская, 2 — джемкуканская, 3 — баракунская, 4 — уринская, 5 — валюхтинская (нерасчлененная), 6 — никольская

Соотношение щелочей для всего комплекса терригенных пород имеет определенную закономерность (рис. 50, б). Песчаные разности пород относятся к натровой серии, а глинистые разности — к калиевой серии. Общая щелочность осадков (параметр n по А.Н.Неелову) имеет похожую закономерность: песчаные разности пород относятся к малощелочному классу, а глинистые разности — к умереннощелочному классу.

При сравнении петрохимического состава пород изученных свит отмечаются вполне определенные различия. Составы терригенных пород нижней части разреза (мариинская, джемкуканская, баракунская свиты) в целом отличаются от состава пород верхней части разреза (уринская, валюхтинская, никольская свиты) своей в среднем более низкой меланократовостью (рис. 50, а, 51, а) и преобладанием натрия над калием, за исключением пород баракунской свиты, где соотношение щелочей варьирует (рис. 50, б).

Терригенные породы нижней части разреза являются в целом слабокарбонатистыми, содержание CaO не превышает 2,0 % (рис. 51, б), что свойственно и алевроаргиллитам валюхтинской свиты. К наиболее карбонатистым породам ($\text{CaO} = 2,0-3,5$ вес.% и более) относятся алевролиты никольской свиты и, что характерно, песчаные разности пород уринской свиты (рис. 50, а); при этом по мафичности и титанистости глинистые разности пород верхней части разреза идентичны (рис. 51, а). Одной из

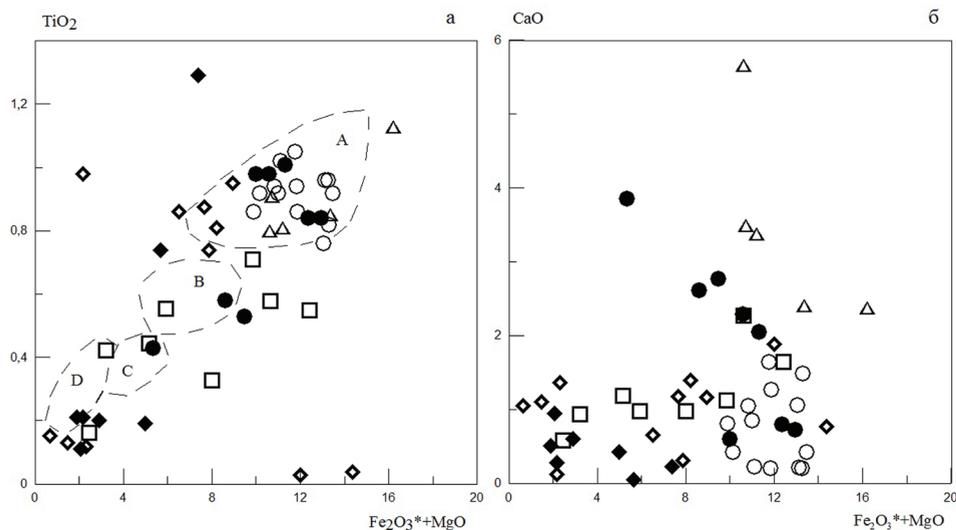


Рис. 51. Вариационные диаграммы TiO_2 и CaO относительно мафичности ($\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$) пород для позднепротерозойских осадков севера Патомского нагорья. Поля на рис. 51, а отвечают тектоническим обстановкам: А — океанические островные дуги, В — континентальные островные дуги, С — активные континентальные окраины, D — пассивные окраины по (Bhatia, 1983). Условные обозначения см. на рис. 50

особенностей состава пород уринской свиты является повышенное содержание в них P_2O_5 (0,18–0,56 вес.%) по сравнению с породами других свит изученных разрезов (табл. 8).

Анализ геодинамических обстановок формирования изученных отложений рифея и венда на классификационной диаграмме $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Roser, Korsch, 1986) показывает (рис. 52), что алевроаргиллиты всех выделяемых серий ложатся в поле активных континентальных окраин. Составы песчаников большинства изученных свит также соответствуют обстановкам активных континентальных окраин, и только песчаники джемкуканской свиты могут отвечать условиям пассивной континентальной окраины. По соотношению щелочей, как было показано выше (рис. 50, б), практически все песчаники относятся к натровой серии ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$), а большинство алевроаргиллитов — к калиевой серии ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$).

Вариации величины CIA (рис. 53) отражают особенности минерального состава пород. Так, наиболее кварцевые разности обладают минимальной величиной CIA (50–55), и точки их составов приближены к вершине CN, а наиболее глинистые разности обладают наибольшей величиной CIA, достигающей 75. Алевролиты никольской свиты характеризуются относительно небольшой величиной CIA (55–65) за счет повышенного содержания CaO в их составе. Значения CIA алевроаргиллитов (55–75, табл.

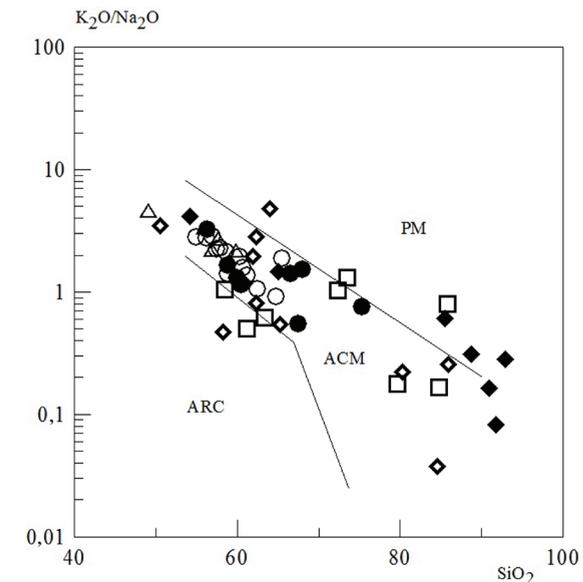


Рис. 52. Тектоническая дискриминационная диаграмма $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Roser, Korsch, 1986) для позднепротерозойских осадков севера Патомского нагорья. Поля: PM — пассивные континентальные окраины, ACM — активные континентальные окраины, ARC — океанические островодужные окраины. Условные обозначения см. на рис. 50

8) изученных разрезов существенно не различаются, оставаясь для бескарбонатных пород в пределах характерных для глинистого материала континентальных кор выветривания холодного и умеренного климата, а для уринской свиты — семиаридного, возможно и нивального, климата.

Геохимические характеристики, включающие отношения ряда редких несовместимых элементов в составе осадочных пород (Тейлор, Мак-Леннан, 1988; McLennan et al., 1993; и др.), могут быть использованы для реконструкции тектонических режимов областей сноса, определения состава источника сноса и других особенностей осадконакопления. Положение точек состава исследуемых пород (табл. 9) на диаграмме Zr/Sc — Th/Sc (рис. 54, а) может свидетельствовать о том, что, во-первых, обогащенные цирконием ($Zr/Sc > 20$) песчаники мариинской и джемкуканской свит относятся к рециклированным (переотложенным) осадкам, сформированным в условиях пассивной континентальной окраины (trailing edge по (McLennan et al., 1993)). Во-вторых, вариации Th/Sc отношения также могут свидетельствовать о геохимическом сходстве состава источников для осадков нижней части разреза (тех же мариинской и джемкуканской свит), которые отличаются от состава источников сноса для осадков верхней части разреза (уринской и никольской свит). Линия тренда, обозначающая вариации состава источника, отвечает по (McLennan et al., 1993) изверженной природе пород областей сноса, что соответствует активным континентальным окраинам.

Положение точек состава исследуемых пород на диаграмме La/Sc — Th/Co (рис. 54, б) свидетельствует прежде всего о том, что исследуемые осад-

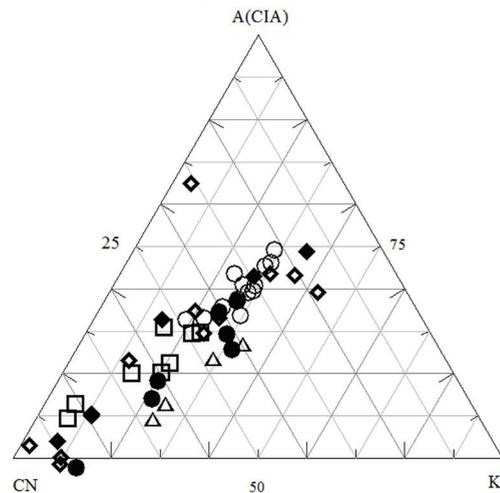


Рис. 53. Диаграмма CIA: A-CN-K = $[(Al_2O_3 - (Ca + Na_2O) - K_2O) \cdot \text{вмол. колл.}]$ (Nesbitt, Yong, 1982) для позднепротерозойских осадков севера Патомского нагорья. Условные обозначения см. на рис. 50

ки вышеназванных свит образовались в целом за счет кислого источника сноса, но различного по составу. Более низкие отношения La/Sc и Th/Co (рис. 54, б), а также Th/Sc (рис. 54, а) отмечаются в осадках уринской и никольской свит, что говорит о несколько менее кислом составе источника для осадков верхней части разреза по сравнению с кислым источником для осадков нижней части разреза. На диаграмме La/Th — Hf (Floyd, Leveridge, 1987), хотя не столь четко, прослеживается эта же тенденция.

На тройной диаграмме Th-Hf-Co (рис. 55, а) породы мариинской и джемкуканской свит обнаруживают заметные вариации состава вокруг метки верхней континентальной коры; при этом песчаники отклоняются к вершине Hf (влияние обломочного циркона), а алевролиты к вершине Th. Точки состава осадков уринской и никольской свит группируются у метки континентальной коры в целом или смещены к вершине Co и при этом образуют свои локальные поля.

На тройной диаграмме La — Th — Sc (рис. 55, б) точки состава осадков мариинской и джемкуканской свит ложатся между составом гранита (GR) и сланца (PAAS) и по (Cullers, 1994) могли иметь как гнейсо-гранитный, так и смешанный источник. Состав осадков уринской свиты тяготеет к составу андезита (AN), но вряд ли отвечает базитовому источнику, как следует из работы (Cullers, 1994). На рис. 55, б показаны поля тектонических обстановок по (Bhatia, Crook, 1986), откуда следует, что терригенные отложения

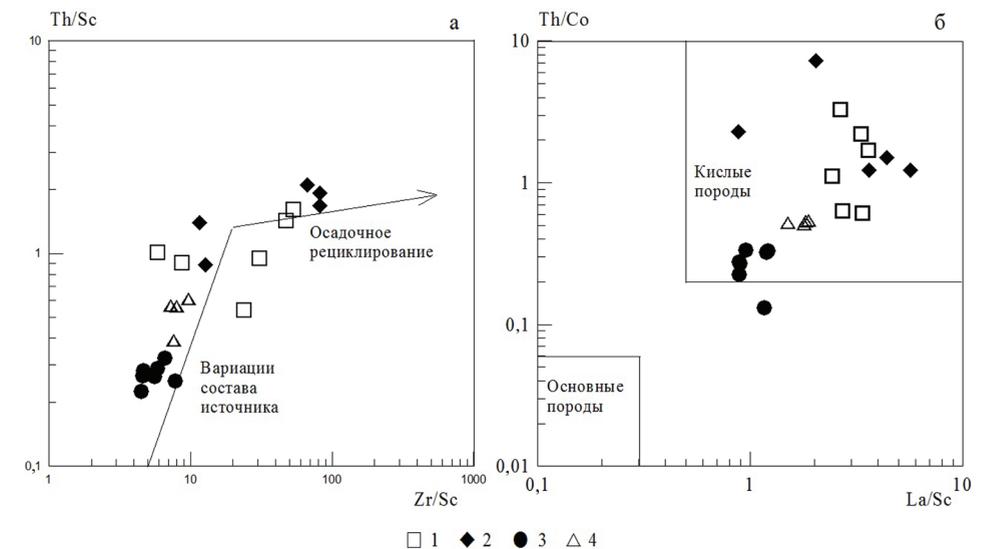


Рис. 54. Двойные дискриминационные диаграммы отношений ряда редких элементов для позднепротерозойских осадков территории.

(а) — Zr/Sc — Th/Sc (McLennan et al., 1993), (б) — La/Sc — Th/Co (Cullers, 2002). Условные знаки отвечают свитам: 1 — мариинская, 2 — джемкуканская, 3 — уринская, 4 — никольская

жемкуканской свиты формировались в условиях пассивной континентальной окраины, а осадки мариинской свиты, вероятно, в более активных тектонических обстановках типа континентальных островных дуг по (Bhatia, Crook, 1986).

На другой дискриминантной диаграмме Th — Sc — Zr/10 этих же авторов (Bhatia, Crook, 1986) кварцевые разности пород мариинской и жемкуканской свит ложатся в поле пассивных континентальных окраин (D), алевролиты этих же свит и алевролиты никольской свиты ложатся в поля активных континентальных окраин (C) и континентальных островных дуг (B), а осадки уринской свиты ложатся в поле океанических островных дуг (A), но ближе к границе континентальных островных дуг (B), как и на рис. 55, б. Таким образом, наблюдается определенная тенденция в различии тектонических обстановок формирования отложений, в целом не противоречащая результатам, полученным по главным элементам (рис. 51, а и 52).

На рис. 56 показано распределение РЗЭ в породах разных свит. Общая картина распределения РЗЭ в осадках мариинской (рис. 56, а) и жемкуканской свит (рис. 56, б) идентична. Алевролиты обладают большим суммарным содержанием РЗЭ по сравнению с песчаниками; в области ЛРЗЭ и те и другие разности обнаруживают сходство с PAAS по соотношению

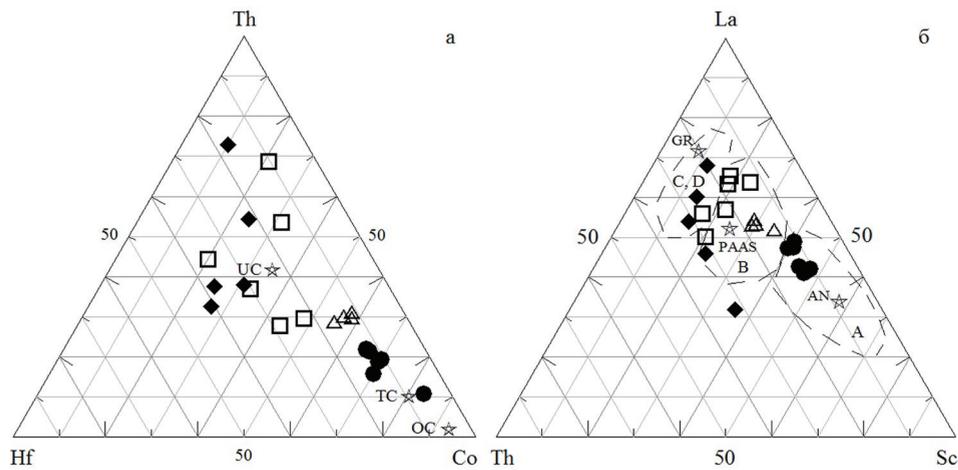


Рис. 55. Тройные дискриминационные диаграммы Th — Hf — Co (а) и La — Th — Sc (б) для позднепротерозойских осадков севера Патомского нагорья. Звездочки обозначают: на рис. 55, а — UC — верхняя континентальная кора, TC — континентальная кора в целом, OC — средняя океаническая кора (Тейлор, Мак-Леннан, 1988); на рис. 56, б — PAAS — постархейский средний австралийский сланец, AN — андезит по (Тейлор, Мак-Леннан, 1988) и GR — гранит (Lopez et al., 2005). Поля на рис. 55, б отвечают тектоническим обстановкам: А — океанические островные дуги, В — континентальные островные дуги, С — активные континентальные окраины, D — пассивные континентальные окраины (Bhatia, Crook, 1986). Условные обозначения см. на рис. 54

этих элементов. По содержанию ТРЗЭ не только песчаники, но и алевролиты обеднены по сравнению с PAAS. Разброс значений суммарного содержания ТРЗЭ связан, по-видимому, с различной степенью выветривания и рециклирования («вызревания») осадков. Особенно значительные вариации содержания ТРЗЭ наблюдаются в осадках мариинской серии (рис. 56, а), отражающие также и различие в составах пород областей сноса. Так, к составу PAAS более всего приближается наиболее мафичный по составу алевролит мариинской свиты (табл. 9, ан. 2).

Песчаники и алевролиты уринской свиты по распределению РЗЭ (рис. 56, а) имеют сходный спектр и по вариациям суммарного содержания РЗЭ

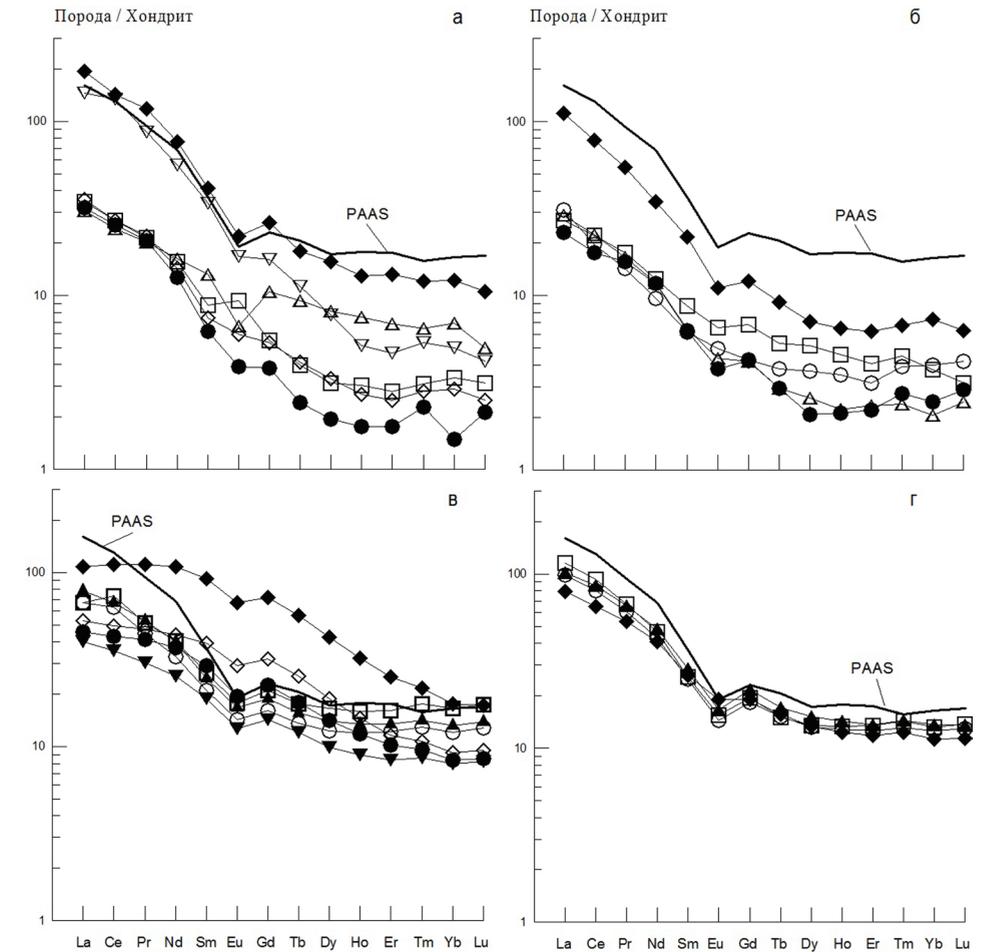


Рис. 56. Распределение РЗЭ в позднепротерозойских осадках севера Патомского нагорья.

Свиты: а — мариинская, б — жемкуканская, в — уринская, г — никольская. Залитыми значками обозначен состав пород (анализов) представленных в таблицах. Состав пород нормализован к составу хондрита по (Тейлор, Мак-Леннан, 1988)

различаются незначительно. Исключение представляет одна проба (табл. 9, ан. б) с наиболее высокими содержаниями ЛРЗЭ и ТРЗЭ, чем она значительно отличается также от PAAS, что обусловлено, по-видимому, повышенным содержанием P_2O_5 за счет значительной примеси апатита в породе (табл. 8, ан. б). Спектр распределения РЗЭ преобладающих осадков уринской свиты (рис. 56, в) имеет пологий характер и отличен от PAAS в области ЛРЗЭ, но аналогичен в области ТРЗЭ и в целом приближается к спектру распределения РЗЭ в магматических породах. Достаточно сходный состав по РЗЭ уринских осадков может свидетельствовать, что они имели однородный источник сноса в отличие от осадков мариинской и джемкуканской свит. Алевролиты никольской свиты (рис. 56, г) однородны по составу и характеру распределения РЗЭ и наиболее приближены к составу PAAS, о чем говорилось выше.

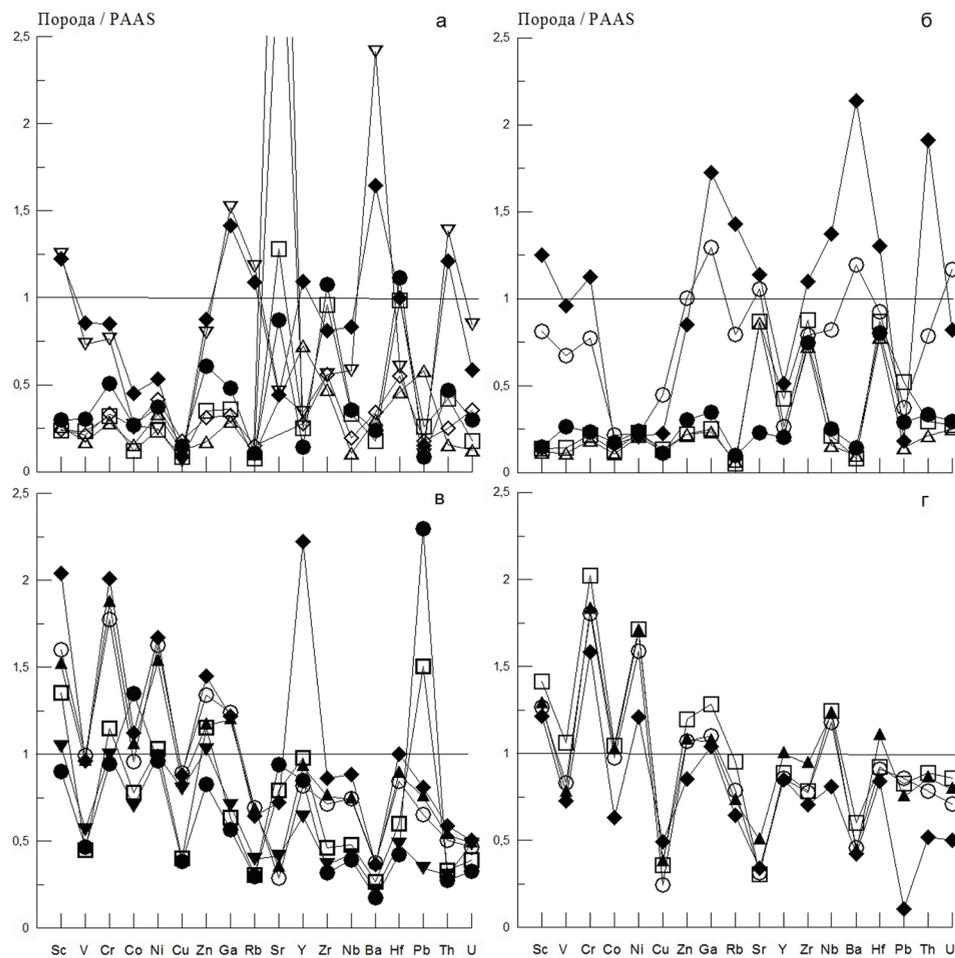


Рис. 57. Спайдер-диаграммы по РЗ для позднепротерозойских осадков севера Патомского нагорья. Условные обозначения см. на рис. 56

Вариации содержаний ряда РЭ для разных свит, нормированные к PAAS, приведены на спайдер-диаграммах (рис. 57). В составе осадков мариинской (рис. 57, а) и джемкуканской свит (рис. 57, б) обнаруживаются одинаковые закономерности. В песчаниках содержание всех РЭ, как правило, ниже, чем в PAAS, в несколько раз; в алевролитах — по-разному, при этом отмечается увеличение Sc, Ga, Ba и Th по сравнению с PAAS в разных пропорциях. Заслуживает особого внимания аномальное содержание Sr в песчаниках мариинской свиты, в 6–9 раз превышающее содержание Sr в PAAS, обусловленное, вероятно, примесью карбонатов первично арагонитового состава, что в целом характерно для рифей-вендских отложений Патомского нагорья (Подковыров, 2001). Алевролиты уринской свиты (рис. 57, в), также как и никольской (рис. 57, г), обогащены в 1,5–2 раза Sc, Sr и Ni по сравнению с PAAS, а концентрации большинства остальных редких элементов в алевролитах и песчаниках уринской свиты близки к PAAS или занижены в 2–3 раза. Интересно отметить небольшую (в два с лишним раза по сравнению с PAAS) иттриевую аномалию в образце алевролита уринской свиты, обогащенного лантаноидами (рис. 56, в, табл. 9, ан. б).

2.2.3. Заключение

Результаты изучения геохимического состава терригенных пород в верхнерифейских(?)–нижневендских отложениях Патомского нагорья позволили сделать следующие выводы. Осадочные образования нижней части изученного разреза (мариинская, джемкуканская и баракунская свиты) заметно отличаются по составу от пород верхней части (валюхтинская, уринская, никольская свиты), что обусловлено в первую очередь различием состава пород источников сноса и лишь в некоторой степени вариациями климатических и геодинамических обстановок осадконакопления.

Отмечается сходство терригенных пород джемкуканской и баракунской свит и отчасти мариинской свиты по широким вариациям состава, от кварцевых песчаников до глин, хотя в выборке пород мариинской свиты отмечено отсутствие зрелых тонкозернистых осадков. Алумосиликокластические отложения этих нижних свит характеризуются своей низкой меланократовостью ($Fe_2O_3 + MgO$), варьирующим содержанием титана и преобладанием натрия над калием.

Терригенные образования верхних свит изученного разреза (валюхтинской, уринской, никольской) в целом близки между собой по относительной однородности состава и представлены в основном алевролитами и алевроаргиллитами; только в отложениях уринской свиты присутствуют также полимиктовые песчаники. Состав отложений этих свит характеризуется

повышенной мафичностью, титанистостью, по сравнению с подстилающими свитами, и принадлежностью к калиевой серии осадков. Терригенные породы никольской и частично уринской свит отличаются также повышенной карбонатистостью. Геохимические характеристики пород уринской и никольской свит в целом указывают на вероятное присутствие в источниках сноса вулканитов среднего состава.

Геохимические характеристики терригенных пород мариинской, джемкуканской и баракунской свит свидетельствуют в пользу осадочного рециклирования пород источников сноса, которые имели в целом кислый субгранитоидный состав, сходный со средним составом верхней континентальной коры. Исходя из петрохимических характеристик и наблюдаемых вариаций распределения редких и редкоземельных элементов в породах мариинской и джемкуканской свит, можно предположить, что они формировались за счет близкого по составу источника сноса. Поэтому нельзя исключать ранневендский возраст мариинской свиты, относимой в региональных стратиграфических шкалах к позднерифейским отложениям. Другим дискуссионным вопросом является стратиграфическое положение уринской и каланчевской свит в разрезе дальнетайгинской серии. Эти свиты, исходя из Nd-изотопных геохимических данных (Чугаев и др., 2017; Powerman et al., 2015), возможно могут являться базальными отложениями следующего осадочного цикла.

Имеющиеся геохронологические данные (Чумаков и др., 2011; 2013; Чугаев и др., 2017; Powerman et al., 2015) свидетельствуют, что на раннем этапе формирования патомского комплекса (верхи баллаганахской и дальнетайгинской серии до отложений валюхтинской свиты) главным источником сноса служили породы раннедокембрийского кристаллического фундамента пассивной континентальной окраины Сибирской платформы. На позднем этапе развития, начиная с отложений валюхтинской свиты (<610 млн лет, Powerman et al., 2015), маркирующей переход к формированию коллизионного форландового бассейна, помимо сноса материала с Сибирского кратона, в Патомский палеобассейн поступало и вещество ювенильной неопротерозойской коры предположительно Байкало-Муйского орогенного пояса (Чугаев и др., 2017; Powerman et al., 2015). В этой связи следует отметить, что терригенные породы венда севера Патомского нагорья значительно отличаются от более зрелых калиевых песчано-глинистых ассоциаций вендского бассейна Непско-Ботуобинской антеклизы (Подковыров и др., 2015; Котова, Подковыров, 2016), относимого к пассивной окраине Сибирской платформы.

2.3. ОРГАНОСТЕННЫЕ МИКРОФОССИЛИИ В ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВНУТРЕННИХ РАЙОНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В период интенсивных микропалеонтологических исследований 1980-х гг., сопровождавших поиски месторождений углеводородов, в терригенных отложениях непского горизонта внутренних районов Сибирской платформы было найдено своеобразное сообщество крупных акантоморфных микрофоссилий, которое было описано как комплекс ППб (Волкова и др., 1980; Решение четвертого..., 1989; и др.). На ранних этапах изучения эти микроорганизмы были ошибочно отнесены к разным видам нижнекембрийского рода *Baltisphaeridium* (Пятилетов, 1980; Файзулина и др., 1982; Рудаевская, 1985; Рудаевская, Васильева, 1989; и др.). Позднее некоторые орнаментированные микрофоссилии были переизучены (Колосова, 1991; Moczyłowska et al., 1993; Moczyłowska, 2005), а вся видовая ассоциация ППб комплекса была сопоставлена с эдиакарской биотой формации Пертататака Южной Австралии (Moczyłowska et al., 1993; 2005). Опубликованные данные, без сомнения, имели большое научное значение, однако касались лишь единичных таксонов, обнаруженных на отдельных уровнях.

При дальнейшем, более детальном изучении были выделены разнообразные по таксономическому составу комплексы микрофоссилий (Голубкова и др., 2010), позволившие обосновать верхневендский возраст верхней части непского горизонта, а также провести корреляцию вмещающих отложений (Голубкова, Кузнецов, 2014; Кочнев и др., 2015а). Однако сопоставление некоторых характерных таксономических ассоциаций вызвало немалые трудности из-за фрагментарности имеющегося палеонтологического материала, а также отсутствия ясной картины стратиграфического и латерального распространения микрофоссилий в регионе. Для восполнения существующих пробелов авторами было проведено детальное изучение 42 разрезов скважин, вскрытых глубоким бурением на территории Непско-Ботуобинского, Предпатомского, Сюджерского и Анабарского районов (рис. 58).

В Региональной стратиграфической схеме, разработанной для верхнедокембрийских отложений внутренних районов Сибирской платформы, было выделено 4 горизонта: вилючанский, непский, тирский и даниловский. (Решения четвертого..., 1989; Стратиграфия нефтегазоносных..., 2005). Граница венда и кембрия проведена в верхней части даниловского горизонта по появлению мелкораковинных окаменелостей первой зоны томотского яруса *N. sunnanginicus*. Базальные слои даниловского горизонта содержат древнейшие

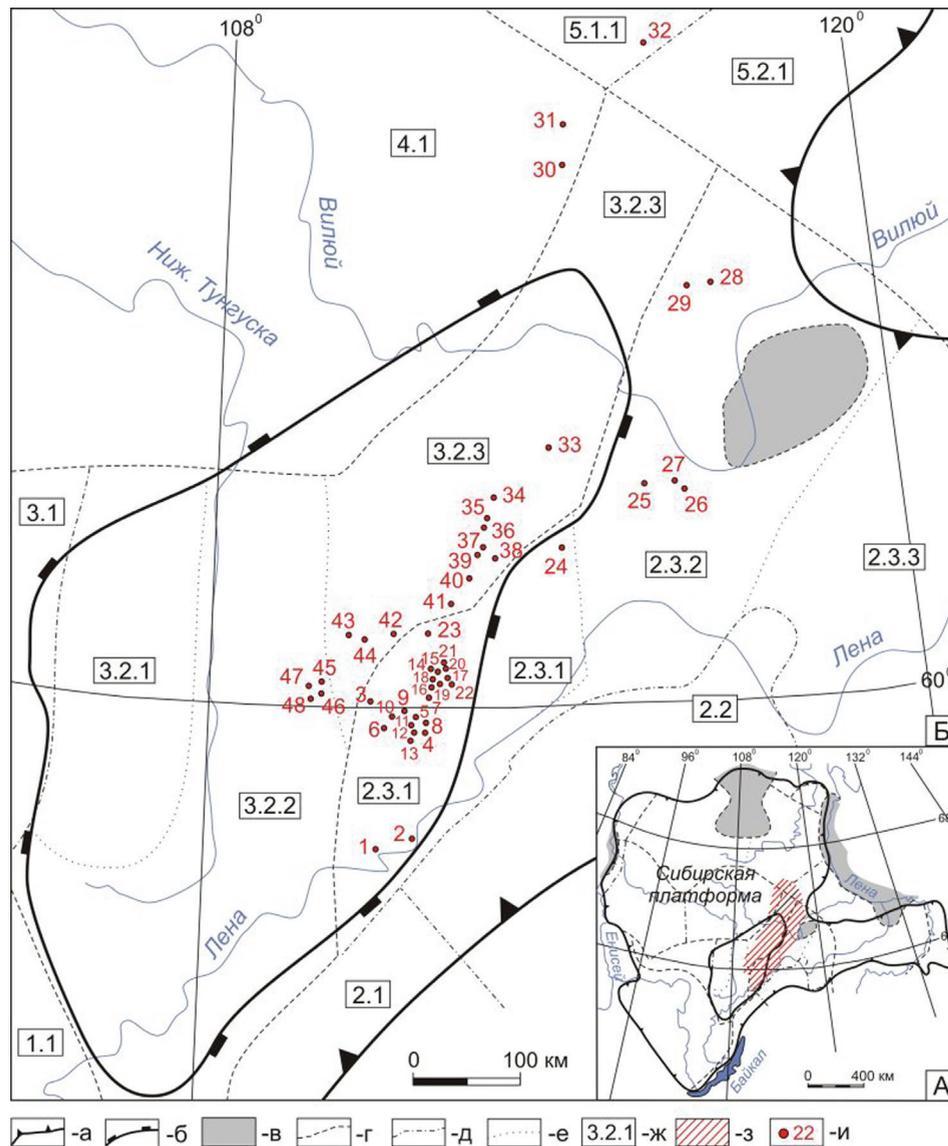


Рис. 58. Район исследований (А) и местоположение изученных скважин (Б) на схеме структурно-фациального районирования Сибирской платформы (Стратиграфия нефтегазоносных..., 2005).

а — граница Сибирской платформы; б — граница Непско-Ботуобинской антеклизы; в — отсутствие вендских отложений; г — граница фациальных регионов; д — граница фациальных районов; е — граница фациальных зон; ж — индексы фациальных регионов, районов, зон: 1.1 — Ангаро-Ленский район Ангарского региона, 2 — Байкало-Патомский регион, 2.1 — Байкальский район, 2.2 — Патомский район, 2.3 — Предпатомский район, 2.3.1 —

Нюйско-Пелейдуйская зона, 2.3.2 — Вилючанская зона, 2.3.3 — Березовская зона, 3 — Катангско-Ботуобинский регион, 3.1 — Катангский район, 3.2 — Непско-Ботуобинский район, 3.2.1 — Гаженская зона, 3.2.2 — Приленско-Непская зона, 3.2.3 — Ботуобинская зона, 4.1 — Сюнджерский район Турухано-Сюнджерского региона, 5 — Анабаро-Алданский регион, 5.1.1 — Куонамская зона Анабарского района, 5.2.1 — Синская зона Алданского района; и — положение анализируемых в работе скважин: 1 — Чайкинская-279, 2 — Чайкинская-367, 3 — Верхненюйская-780, Талаканская площадь: 4 — 801, 5 — 803, 6 — 804, 7 — 806, 8 — 808, 9 — 809, 10 — 815, 11 — 823, 12 — 824, 13 — 826, Нижнехаммакинская площадь: 14 — 841, 15 — 842, 16 — 843, 17 — 844, 18 — 845, 19 — 848, 20 — 849, 21 — 21301, 22 — 21302, 23 — Озерная-761, 24 — Отрадинская-3141, 25 — Верхневилючанская-611, 26 — Вилюйско-Джербинская-642, 27 — Вилюйско-Джербинская-643, 28 — Меикская-2231, 29 — Средне-Ыгыаттинская-2630, 30 — Дюданская-2910, 31 — Накынская-2950, 32 — Эйикская-3430, 33 — Северо-Юрегинская-1591, Среднеботуобинская площадь: 34 — 99, 35 — 96, 36 — 41, 37 — 4, 38 — 51, 39 — 10, 40 — Курунгская-2772, 41 — Бюкская-715, 42 — Пелейдуйская-750, 43 — Западная-741, 44 — Западная-742, Верхнечонская площадь: 45 — 20613, 46 — 96, 47 — 95, 48 — 98

скелетные остатки *Cambrotubulus sp.*, характерные для отложений моложе 550 млн лет (Кочнев, Карлова, 2010). Нижележащие толщи тирского горизонта относительно уверенно коррелируются с хатыспытской свитой Оленекского поднятия, содержащей верхневендские мягкотелые организмы (Стратиграфия нефтегазоносных..., 2005). Возраст этих находок на Восточно-Европейской платформе оценивается в пределах 560–550 млн лет (Grazhdankin, 2014). В верхней части непского горизонта обнаружены карбонатные породы с аномально низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ до -11‰ (рис. 59) (Кочнев и др., 2018). Этот стратиграфический интервал сопоставляется с аналогичным в жуинской серии Патомского прогиба и с глобальным С-событием Шуррам-Вонока. Возраст этого события оценивается в пределах 560(?580)–550 млн лет (Голубкова, Кузнецов, 2014 и ссылки в этой работе). Таким образом, верхняя часть непского горизонта относится еще к верхнему венду. Нижележащие отложения бесюряжской свиты охарактеризованы положительным экскурсом $\delta^{13}\text{C}$ (до $+6\text{‰}$; рис. 59), что позволяет сопоставить нижнюю часть непского горизонта в его наиболее полных разрезах с верхней частью дальнетайгинской серии Патомского прогиба. Возраст дальнетайгинской серии на основании хемостратиграфических данных и наличия ледниковых отложений оценивается в интервале 580–640 млн лет (Чумаков и др., 2013). Таким образом, граница нижнего и верхнего венда с определенной долей условности проводится внутри непского горизонта. Нижний возрастной предел анализируемых в работе отложений определяется по наиболее молодым обломочным цирконам (около 700 млн лет) из диамиктитов конгломератовой толщи, которые сопоставляются с гляциоэпизодами Стерт (670–660 млн лет) или Марино (650–635 млн лет) (Кочнев и др., 2015б).

Осадочная последовательность верхнего докембрия на изученной территории сложена терригенными породами, сменяющимися вверх по

разрезу терригенно-карбонатными, карбонатными и эвапоритовыми толщами (рис. 59). Наиболее мощные и стратиграфически полные разрезы вскрыты на восточном склоне Непско-Ботуобинской антеклизы и в Предпатомском прогибе. Ледниковые отложения конгломератовой и доломитовой толщ известны лишь в небольшом количестве скважин и, вероятно, слагали отдельные грабенообразные прогибы (Кочнев и др., 2015б). Они трансгрессивно перекрыты песчано-глинистыми отложениями талаканской, бетичинской и хоронохской свит, формирование которых, скорее всего, происходило в обстановках мелководного шельфа. После перерыва в седиментации и эпизода низкого стояния уровня моря, маркируемых континентальными и переходными к морским отложениями талахской свиты, в ранненепское время произошла быстрая трансгрессия, которая привела к накоплению песчано-глинистых, более мелководных отложений на северо-востоке и глинисто-карбонатных на юго-западе. В поздненепское время интенсивность прогибания и заполнения бассейна осадком существенно снизилась, а обстановки, особенно на северо-западе рассматриваемой территории, стали более мелководными и изолированными от открытого моря (Наговицин, Кочнев, 2015). В тирское время условия осадконакопления ввиду дальнейшей изоляции палеобассейна стали еще более мелководными, а в составе отложений стали преобладать карбонатные и эвапоритовые отложения, повсеместно развитые на рассматриваемой территории.

2.3.1. Материал и методика изучения

В работе проанализированы данные по всем основным местонахождениям органостенных микрофоссилий, установленным в отложениях венда внутренних районов Сибирской платформы. Помимо сведений из литературных источников, в работе использованы оригинальные данные, полученные в результате изучения рабочих палеонтологических коллекций наших предшественников (кол. В. А. Рудавакской) и собственных новых коллекций. Анализируемые в работе образцы (около 250 шт.) отобраны из талаканской, бетичинской, хоронохской, талахской, паршинской, курсовской, бесюряхской, ынахской, харыстанской и бюкской свит.

При отборе образцов на микропалеонтологическое изучение предпочтение отдавалось зеленоватым и сероцветным породам — мергелям, аргиллитам и алевролитам.

Для извлечения докембрийских микрофоссилий применялась методика, разработанная еще в середине 1970-х гг. (Герман, 1974), в которую были внесены некоторые изменения и дополнения. Перед началом растворения

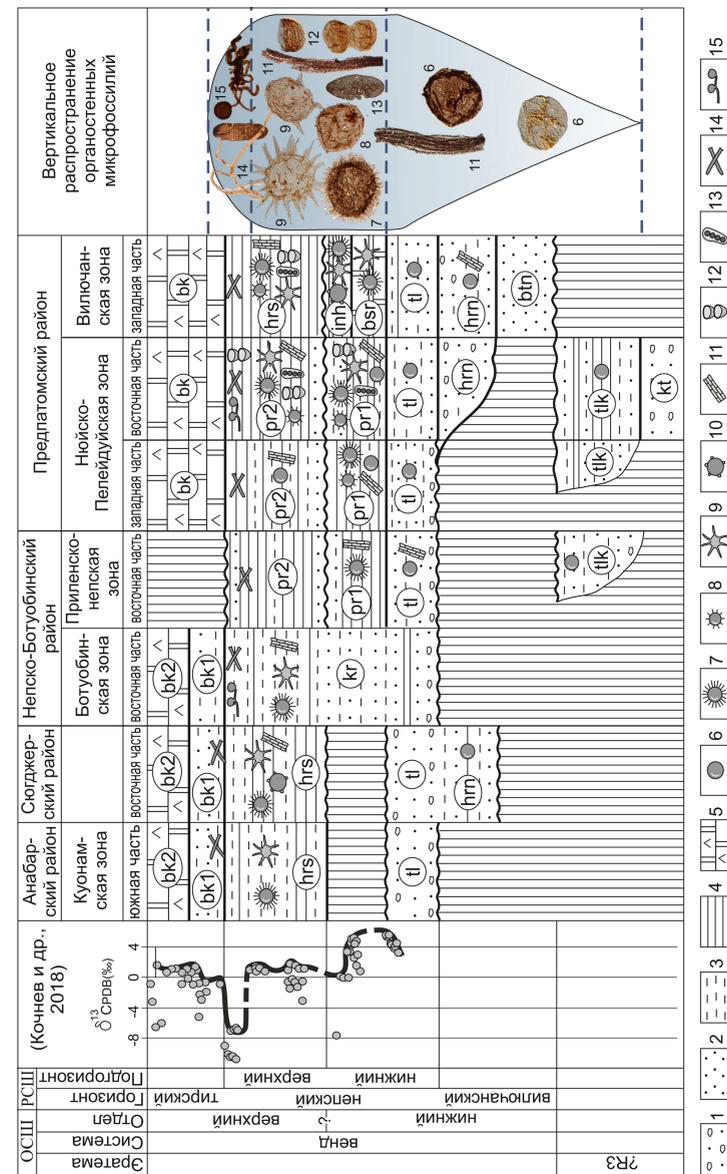


Рис. 59. Положение комплексов микрофоссилий в Региональной стратиграфической схеме венда внутренних районов Сибирской платформы (Стратиграфия нефтегазоносных..., 2005).

1 — конгломераты и гравелиты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — ангидрито-доломиты; 6-14 — микрофоссилии: 6 — *Leiosphaeridia*, 7 — *Arpedisphaera*, 8 — *Cavaspina*, 9 — *Tanarium*, 10 — *Gen. et sp. indet. 1*, 11 — *Talakania*, 12 — *Gen. et sp. indet. 2*, 13 — *Hamatania*, 14 — *Siphonophycus*, 15 — *Yanavarataenia*. Принятые сокращения: ОСШ — Общая Стратиграфическая шкала, РСШ — региональная стратиграфическая шкала, kt — конгломератовая толща, tlk — талаканская свита, btp — бетичинская свита, htp — хоронохская свита, tl — талахская свита, kr — курсовская свита, rg — паршинская свита, bsg — бесюряхская свита, inh — ынахская свита, hrs — харыстанская свита, bk — бюкская свита

все пробы тестировались на взаимодействие с соляной кислотой (HCl). Породы, не обнаружившие первичной реакции с HCl, обрабатывались в концентрированной плавиковой кислоте (HF) с целью удаления силикатсодержащих минералов. В этом случае освобождение осадка от фторатов осуществлялось на следующем этапе путем растворения в 10 % растворе HCl. Образцы с высокой долей карбонатной составляющей, минуя стадию взаимодействия с HF, сразу обрабатывались 10 % раствором HCl. Для удаления тонкодисперсной взвеси полученный осадок промывался дистиллированной водой и пропусклся через сито с размером ячейки 10 мкм. Далее органомацерат изучался под бинокляром Bresser Advance ICD. Крупные органические остатки отбирались пипеткой на предметное стекло и консервировались полиэстером Eukitt. Для контроля из оставшегося осадка изготавливались традиционные палинологические препараты в той же консервационной среде. Дальнейшее их изучение проводилось под биологическим световым микроскопом Альтами БИО 2 (2Т). Фотографирование микроорганизмов осуществлялось камерой AxioCam MRC5 на микроскопе Carl Zeiss Axio Imager в Лаборатории палеонтологии и стратиграфии докембрия ИНГГ СО РАН (г. Новосибирск).

Коллекция постоянных препаратов по анализируемым в работе скважинам хранится в Лаборатории литологии и биостратиграфии ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург).

2.3.2. Результаты изучения микрофоссилий

В результате микропалеонтологического изучения верхнедокембрийских отложений внутренних районов Сибирской платформы была получена таксономическая характеристика непского горизонта, а также прослежен диапазон распространения микрофоссилий как в стратиграфической последовательности пород, так и по площади. Далее в работе приведено последовательное описание ассоциаций микрофоссилий с учетом их стратиграфического положения и таксономического разнообразия.

В талаканской свите большинства изученных скважин (скв. 279, 808, 826, 843, 845) в небольшом количестве присутствует фрагментированная органика. Микрофоссилии выявлены не были. В скважинах Верхнечонская-96, Талаканская-806 установлены единичные сфероморфные акритархи плохой сохранности *Leiosphaeridia minutissima* (Naum.) emend. Jank., *L. tenuissima* Eis., *Leiosphaeridia sp.* (рис. 58, 59).

В бетинчинской свите вилючанского горизонта скважины Вилюйско-Джербинская-642 (инт. 2600,3–2606,8 м) присутствовало лишь несколько фрагментов сферических оболочек *Leiosphaeridia sp.*

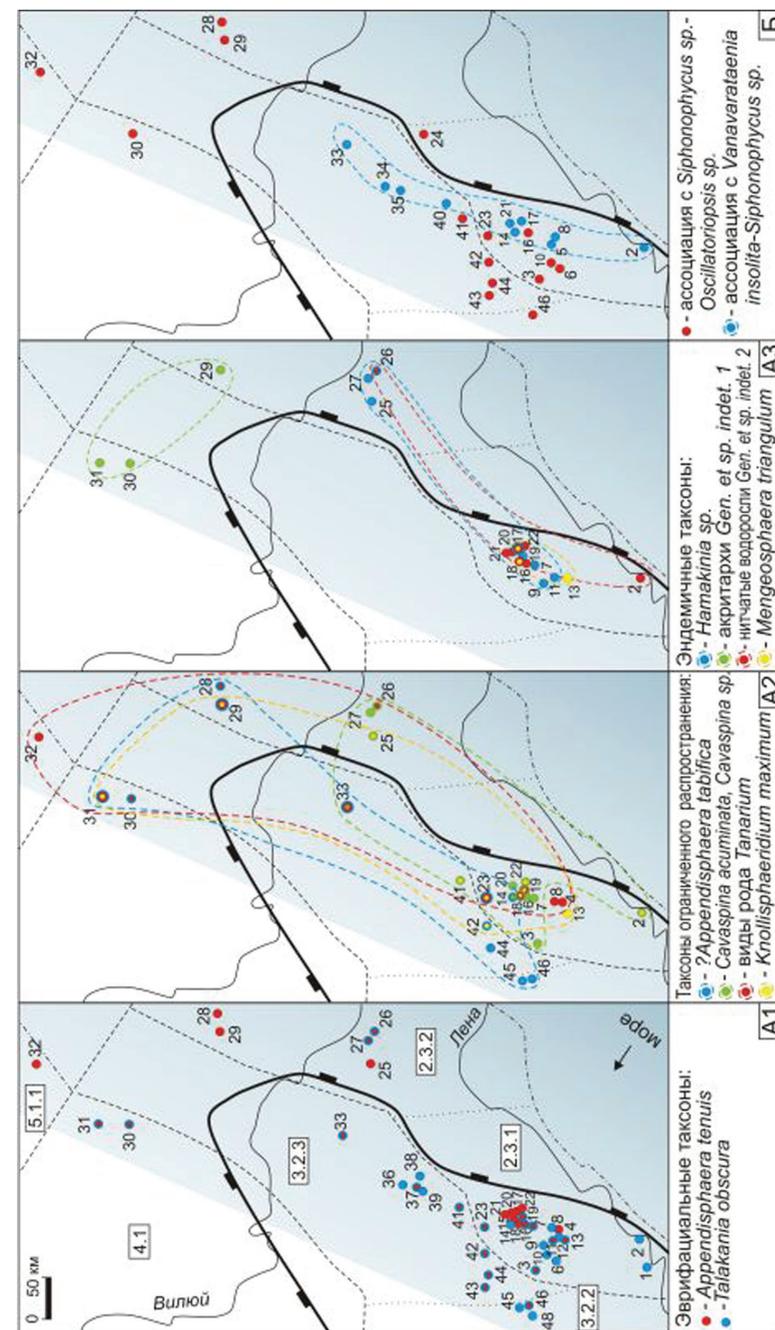


Рис. 60. Закономерности латерального распространения микрофоссилий в отложениях венда Непско-Ботуобинского, Предплатомского, Сюнджерского и Анабарского районов: А — в средней части непского горизонта, Б — в переходных отложениях непского — тирского горизонтов.

Условные обозначения приведены на рис. 58. Сведения по распространению микрофоссилий в скважинах 15, 36-39, 41 даны по литературным данным (Пятилетов, 1980; Колосов 1984; Вендская система..., 1985; Каталог органических..., 1990; Колосова, 1990, 1991; Moszydłowska et al., 1993; Натовицин, Кочнев, 2015)

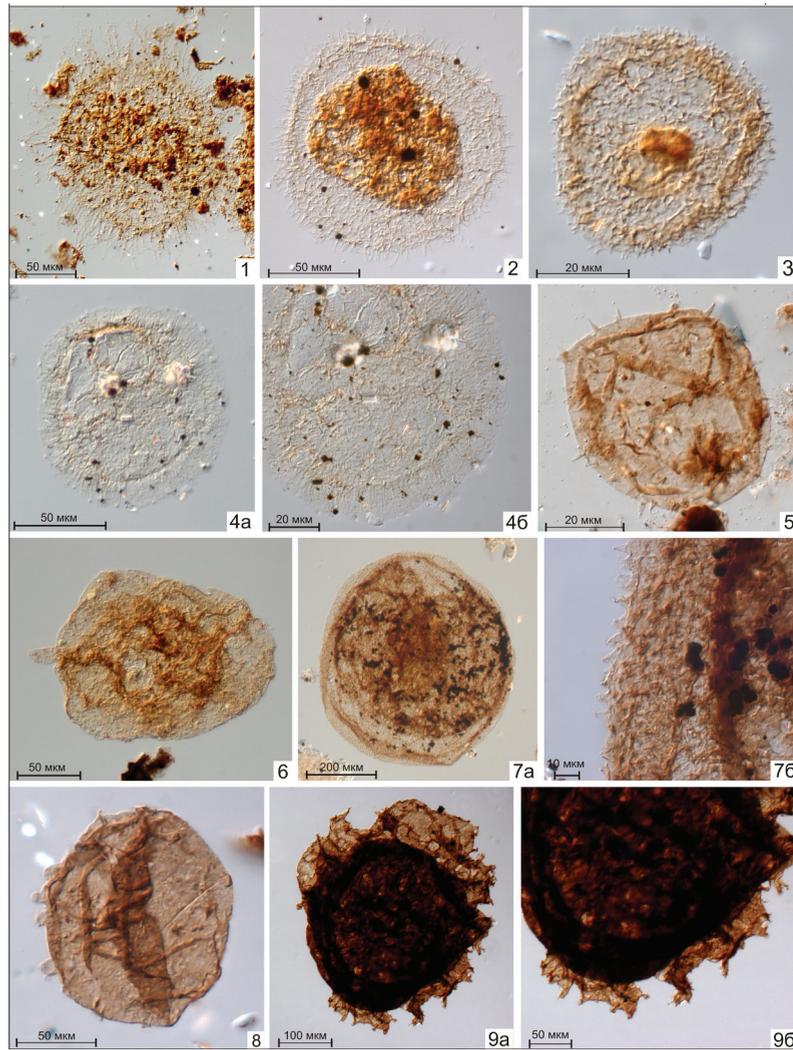


Рис. 61. Акантоморфные микрофоссилии непского горизонта внутренних районов Сибирской платформы, венд.

1 — *Appendisphaera grandis* (Moczydł. et al), emend. Moczydł., скв. Западная-741, гл. 1812,8 м, обр. 276, пр. 1911/1; 2 — *Appendisphaera tenuis* (Moczydł. et al), emend. Moczydł., скв. Дюданская-2910, гл. 3414,8 м, обр. 16, пр. 3758/1; 3 — *Appendisphaera minima* Nag. et M. Faiz., скв. Дюданская-2910, гл. 3414,8 м, обр. 16, пр. 3758/1; 4 — ?*Appendisphaera tabifica* (Moczydł. et al), emend. Moczydł., скв. Меикская-2231, гл. 4666,35 м, обр. М4666,35, пр. 4/2; 5 — *Cavaspina acuminata* (Kol.), emend. Moczydł. et al., скв. Талаканская-806, инт.1473,9 — 1467 м, обр. 2, пр. 1091/3; 6 — *Ceratosphaeridium glaberosum* Gr., скв. Нижне-хамакинская-845, гл. 1571,7 м, обр. 845/35, пр. 35/17; 7 — *Knollisphaeridium maximum* (Yip L.), emend. Knoll, emend. Willm. et Moczydł., скв. Средне-Бгыаттинская-2630, гл. 3421,4 м, обр. сы3421,4, пр. 1; 8 — *Eotylotopalla sp.*, скв. Нижнехамакинская-21302, гл. 1590 м, обр. 13, пр. 3792/1; 9 — *Densisphaera arista* Moczydł. et Nag., скв. Нижнехамакинская-845, гл. 1571,7 м, обр. 845/35, пр. 35/1

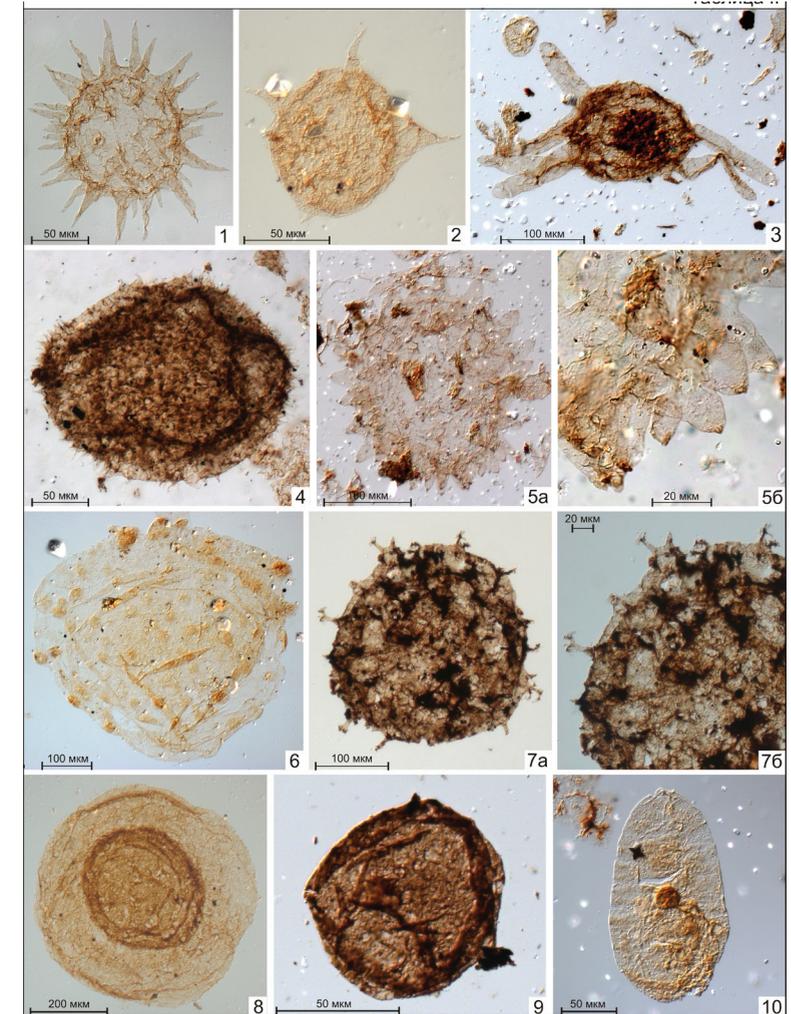


Рис. 62. Акантоморфные и гладкостенные микрофоссилии непского горизонта внутренних районов Сибирской платформы, венд.

1 — *Tanarium conoideum* (Kol.), emend. Moczydł. et al., скв. Нижнехамакинская-845, гл. 1568,4 м, обр. 845/40, пр. 40/23; 2 — *Tanarium tuberosum* (Moczydł. et al), emend. Moczydł., скв. Накынская-2950, гл. 3062,5 м, обр. 2, пр. 2/3; 3 — *Tanarium sp.*, скв. Нижнехамакинская-848, гл. 1571,5 м, обр. 22, пр. 3766/1; 4 — *Mengeosphaera triangulum* Liu et al., скв. Нижнехамакинская-849, гл. 1605 м, обр. 20, пр. 3761/3; 5 — ?*Polygonium cratum* (Zang in Zang and Walter), emend. Grey, скв. Отрадинская-3142, гл. 2603–2604,4 м, обр. 11, 1 — пр. 4354/1; 6 — *Gen. et sp. indet 1*, новые орнаментированные акритархи, несущие нерегулярно расположенные выросты — бугорки, скв. Накынская-2950, гл. 3062,5 м, обр. 2950–2, пр. 2/1; 7 — *Variomargosphaeridium sp.*, скв. Чайкинская-367, гл. 1419,7 м, обр. 6, пр. 6/8; 8 — *Pterospertopsimorpha insolita* (Tim.), emend. Mikh., скв. Накынская-2950, гл. 3062,5 м, обр. 2950–2, пр. 2/3; 9 — *Leiosphaeridia jacutica* (Tim.), emend. Mikh. Et Jank., скв. Верхнеюйская-780, гл. 1523,8 м, обр. 670, пр. 1309/2; 10 — *Navifusa sp.*, скв. Накынская-2950, гл. 3066,6 м, обр. 10, пр. 3747/3

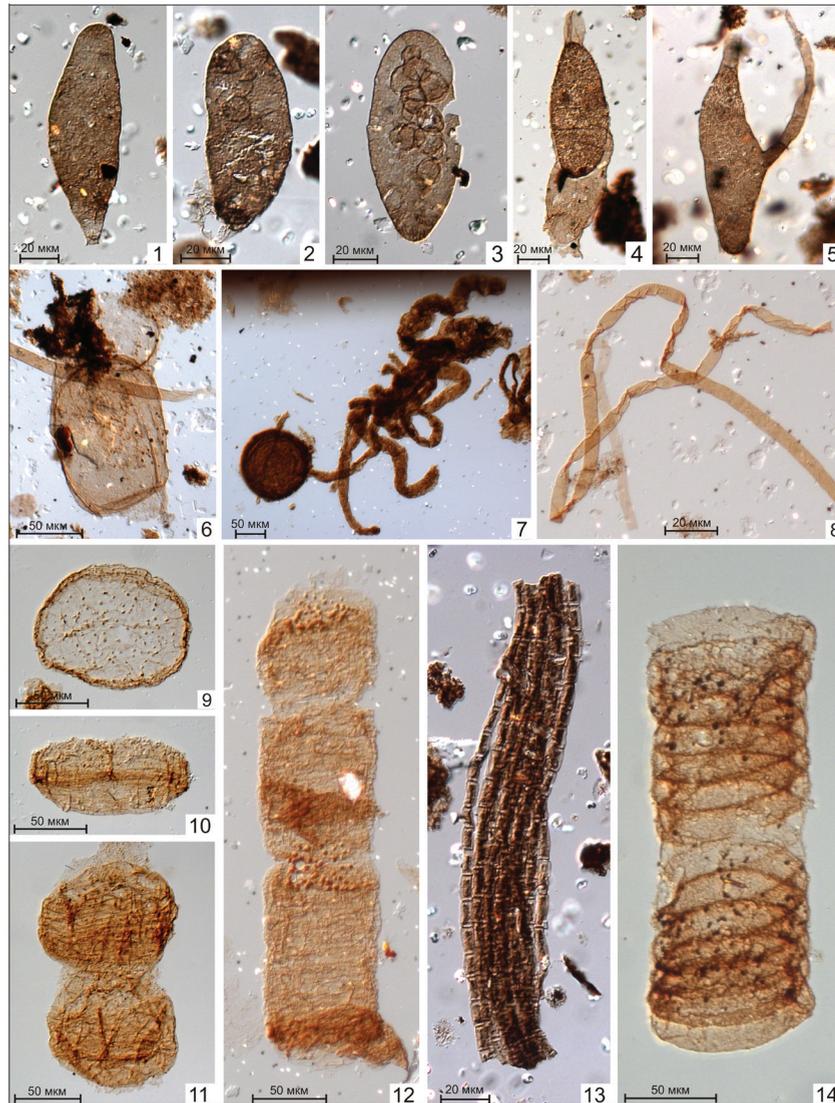


Рис. 63. Нитчатые и проблематичные микрофоссилии непского горизонта внутренних районов Сибирской платформы, венд.

1–5. Предполагаемые остатки грибной природы *Hamakinia sp.*, скв. Талаканская-823, гл. 1537, обр. 38; 1, 4 – пр. 2128/1, 2 – пр. 2128/3, 3 – пр. 2128/2, 5 – пр. 2128/4; 6 – фрагмент нитчатой водоросли *Gen. et sp. indet. 3.*, скв. Меикская-2231, гл. 4515,5, обр. 16, пр. 2851/2; 7 – *Vanavarataenia insolita* Pjat., скв. Курунгская-2772, инт. 2017–2010 м, обр. 2772/6, пр. 3693/1; 8 – *Siphonophycus sp.*, скв. Меикская-2231, гл. 4515,5, обр. 16, пр. 2851/2; 9–12. Новые нитчатые осцилляториевые водоросли *Gen. et sp. indet. 2.*, 9–11 – скв. Нижнехамкинская-845, гл. 1568,4 м, пр. 845/40, 12 – скв. Нижнехамкинская-21302, гл. 1592, обр. 4, пр. 2947/2; 13 – *Talakania obscura* Kol., скв. Талаканская-823, гл. 1537, обр. 38, пр. 2128/1; 14 – *Obruchevella sp.*, скв. Средне-Ыгыатинская-2630, обр. сы3420,7, пр. 2

Выше по разрезу, в отложениях хоронохской свиты вилючанского горизонта скв. Накынская-2950 (инт. 3193,5–3165 м) выявлены единичные акритархи *Leiosphaeridia crassa* (Naum.) emend. Jank., *L. minutissima*, *Leiosphaeridia sp.* Более разнообразная по таксономическому составу ассоциация микрофоссилий установлена в скв. Вилуйско-Джербинская-643 (инт. 2482–2483 м). В ее составе обнаружены: акритархи *Leiosphaeridia crassa*, *L. jacutica* (Tim.) emend. Mikh. et Jank., *L. minutissima*, *L. tenuissima*, сферические формы с выростом *Caudosphaera expansa* Herm. et Tim., двухслойные оболочки *Pterospermopsimorpha insolita* Tim. emend. Mikh. и нитчатые водоросли *Talakania obscura* Kol., *Siphonophycus sp.*

В отложениях талахской свиты (скв. 279, 804, 815, 817, 823, 824, 826, 843, 841, 843, 844, 845, 741, 742, 611, 96) непского горизонта на фоне неопределимого органического детрита спорадически встречаются сфероморфные акритархи *Leiosphaeridia crassa*, *L. jacutica*, *L. minutissima*, *L. tenuissima*, *Leiosphaeridia sp.* В скв. Верхнечонская-96 (инт. 1666–1651 м) дополнительно обнаружены нитчатые водоросли *Talakania obscura*, *Siphonophycus sp.*

Вышележащие отложения непского горизонта по-разному охарактеризованы микрофоссилиями в пределах изученной территории (рис. 59). В паршинской свите скв. Верхнечонская-95 (инт. 1677,5–1673,9 м) выявлены лишь единичные *Leiosphaeridia crassa*, *L. minutissima*, *Leiosphaeridia sp.* В скважинах Талаканской площади (804, 808, 809, 815, 824) и Верхнечонская-98 (гл. 1587 м) присутствуют многочисленные акритархи *Leiosphaeridia minutissima*, *L. crassa*, *L. tenuissima*, *L. jacutica* и нитчатые водоросли *Talakania obscura*, *Siphonophycus sp.* В остальных скважинах обнаружены таксономически разнообразные ассоциации микрофоссилий, типичными представителями которых являются эдиакарские акантоморфные акритархи. Выявленные биоты хорошей и превосходной сохранности. По присутствию наиболее характерных таксонов было выделено три ассоциации: *Appendisphaera tenuis* – *?Appendisphaera tabifica* – *Talakania obscura*, *Tanarium tuberosum* – *Gen. et sp. indet. 1* и *Cavaspina acuminata* – *Hamakinia* – *Gen. et sp. indet. 2*.

Первая ассоциация с *Appendisphaera tenuis* – *?Appendisphaera tabifica* – *Talakania obscura* установлена в паршинской свите восточной части Приленско-Непской зоны (скв. 96, 20613), западной части Нюйско-Пелейдуйской зоны (скв. 750, 761, 780), а также в курсовской/паршинской свитах Ботуобинской зоны (скв. 741, 742, 1591) Непско-Ботуобинского района (рис. 58). В составе биоты широко распространены орнаментированные акритархи *Appendisphaera tenuis* (Moczydł. et al), emend. Moczydł., *?Appendisphaera tabifica* (Moczydł. et al), emend. Moczydł., гладкостенные сфероморфиты *Leiosphaeridia minutissima*, *L. crassa*, *L. tenuissima*, *L. jacutica* (рис.

62, фиг. 9) и нитчатые водоросли *Talakania obscura*, *Siphonophycus* sp., с которыми ассоциируют более редкие акантоморфиты *Appendisphaera grandis* (Moczydł. et al), emend. Moczydł. (рис. 61, фиг. 1), *Appendisphaera minima* Nag. et M. Faiz., *Cavaspina acuminata* (Kol.), emend. Moczydł. et al., *Ceratosphaeridium glaberosum* Gr., *Knollisphaeridium maximum* (Yin L.), emend. Knoll, emend. Willm. et Moczydł., овальные оболочки *Cucumiforma vanavaria* Mikh., *Navifusa* sp., двухслойные акритархи *Pterospermopsimorpha insolita* (Tim.), emend. Mikh. и нитчатые осцилляториевые водоросли *Oscillatorioopsis* sp. В отложениях паршинской свиты скв. Озерная — 761 (инт. 1879,5–1879 м) дополнительно обнаружены единичные орнаментированные оболочки *Tanarium conoideum* (Kol.), emend. Moczydł. et al.

Вторая ассоциация с *Tanarium tuberosum* — *Gen. et sp. indet. 1* выделяется в бесюряхской, ынахской свитах северо-западной части Вилючанской зоны Предпатомского (скв. 2231, 2630), а также в харыстанской свите южной части Анабарского (скв. 2950) и восточной части Сюгджерского (скв. 2910, 2950) районов (рис. 58, 2). В составе ассоциации доминируют акритархи *Appendisphaera grandis*, *Appendisphaera tenuis* (рис. 61, фиг. 2), *?Appendisphaera tabifica* (рис. 61, фиг. 4), *Tanarium conoideum*, *Tanarium tuberosum* (рис. 62, фиг. 9), *Leiosphaeridia minutissima*, *L. crassa*, *L. tenuissima*, *L. jacutica*, нитчатые водоросли *Siphonophycus* sp. (рис. 63, фиг. 8), а также новые, не описанные пока акантоморфиты *Gen. et sp. indet. 1* (рис. 62, фиг. 6). Последние представляют собой крупные сферические оболочки, орнаментированные нерегулярно расположенными выростами-бугорками. Спорадически встречаются акантоморфиты *Appendisphaera minima* (рис. 61, фиг. 3), *Ceratosphaeridium glaberosum* Gr., *Knollisphaeridium maximum* (рис. 61, фиг. 7), *Tanarium paucispinosum* Gr., сфероморфиты *Navifusa* sp. (рис. 62, фиг. 10), *Pterospermopsimorpha insolita* (рис. 62, фиг. 8) и нитчатые водоросли *Oscillatorioopsis* sp., *Talakania obscura*. В ынахской свите скв. Средне-Ыгыаттинская-2630 (инт. 3421,4–3420,7 м) отмечается массовое появление свернутых в цилиндрические спирали водорослей *Ob-ruchevella* sp. (рис. 63, фиг. 14).

Третья, наиболее богатая ассоциация микрофоссилий с *Cavaspina acuminata* — *Hamakinia* sp. — *Gen. et sp. indet. 2* установлена в паршинской свите Нюйско-Пелейдуйской зоны (скв. 367, 806, 826, 841, 843, 844, 845, 848, 849, 21301, 21302) и в харыстанской свите центральной части Вилючанской зоны (скв. 611, 642, 643) Предпатомского района (рис. 58, 59). Для нее характерно широкое распространение микрофоссилий *Appendisphaera grandis*, *Appendisphaera tenuis*, *Cavaspina acuminata* (рис. 61, фиг. 5), *Mengeosphaera triangulum* Liu et al., (рис. 62, фиг. 4), *Tanarium conoideum* (рис. 62, фиг. 1), *Tanarium* sp. (рис. 62, фиг. 3), *Knollisphaeridium maximum*, *Talakania obscura* (рис. 63, фиг. 13), *Leiosphaeridia minutissima*, *L. crassa*, *L. tenuissima*, *L. jacu-*

tica, *Siphonophycus* sp., совместно с которыми спорадически встречаются *Appendisphaera minima*, *Ceratosphaeridium glaberosum* (рис. 61, фиг. 6), *Eotylo-topalla* sp. (рис. 61, фиг. 8), *Densisphaera arista* Moczydł. et Nag. (рис. 61, фиг. 9), *?Polygonium cratum* (Zang in Zang and Walter), emend. Grey (рис. 62, фиг. 5), *Caudosphaera expansa*, *Cucumiforma vanavaria*, *Navifusa* sp., *Pterospermopsimorpha insolita*, *Oscillatorioopsis* sp. В паршинской свите скважины Нижнехамкинская-845 выявлены единичные акантоморфиты *Ancorosphaeridium* sp., а в скважине Чайкинская-367 обнаружен 1 экземпляр орнаментированной оболочки *Variomargosphaeridium* sp. (рис. 62, фиг. 7). Помимо перечисленных выше таксонов, на этом стратиграфическом уровне широко распространены многочисленные своеобразные образования *Hamakinia* sp. (рис. 63, фиг. 1–5), а также не описанные пока осцилляториевые водоросли *Gen. et sp. indet. 2* (рис. 63, фиг. 9–12).

В верхней части непского горизонтов наблюдается постепенное снижение таксономического разнообразия микрофоссилий за счет исчезновения акантоморфных акритарх (рис. 59). В пограничном интервале непского — тирского горизонтов обнаружены обедненные биоты, представленные главным образом нитчатыми водорослями. По таксономическому составу выделяются две ассоциации: *Siphonophycus* sp. — *Oscillatorioopsis* sp. и *Vanavarataenia insolita* — *Siphonophycus* sp.

Первая ассоциация с *Siphonophycus* sp. — *Oscillatorioopsis* sp. установлена в верхней части паршинской свиты и нижней подсвите бюкской свиты Приленско-Непской зоны (скв. 96), западной части Нюйско-Пелейдуйской зоны (скв. 780, 804, 815, 843, 761, 3142), юго-западной части Ботуобинской зоны (скв. 741, 742, 750) Непско-Ботуобинского района, а также в переходных отложениях харыстанской — бюкской свит северо-западной части Предпатомского (скв. 2231, 2630), южной части Анабарского (скв. 2950) и восточной части Сюгджерского (скв. 2910, 2950) районов (рис. 58, 59). В составе биоты выделяются нитчатые водоросли *Siphonophycus* sp., *Oscillatorioopsis* sp. и сфероморфные акритархи *Leiosphaeridia minutissima*, *L. crassa*, *L. tenuissima*, *Leiosphaeridia* sp. В харыстанской свите скв. Меикская-2231 дополнительно обнаружены не известные ранее крупные нитчатые водоросли, которые отнесены к *Gen. et sp. indet. 3*, (рис. 63, фиг. 6).

Вторая ассоциация с *Vanavarataenia insolita* — *Siphonophycus* sp. установлена в центральной части Нюйско-Пелейдуйской зоны (скв. 367, 803, 808, 841, 844, 21301) и восточной части Ботуобинской зоны (скв. 1591, 96, 99, 2772) Непско-Ботуобинского района (рис. 58, 59). Она содержит те же самые микрофоссилии (*Siphonophycus*, *Oscillatorioopsis*, *Leiosphaeridia*), но выделяется по появлению характерных микроорганизмов *Vanavarataenia insolita* Pjat. (рис. 63, фиг. 7), которые сопоставляются с современными хитридиевыми грибами.

Исследования вышележащих отложений бюкской свиты (скв. 803, 844, 611, 2231, 2950, 2910, 1591, 2772) не дали результатов. Доля органического вещества, содержащегося в образцах, незначительна. Микрофоссилии выявлены не были.

Приведенные выше данные показали, что наиболее насыщенные микропалеонтологическими остатками являются отложения непского горизонта (рис. 59). В его составе установлено 44 вида, относящихся к 31 роду, из них 8 таксонов являются новыми. К диагностичным таксонам непского горизонта могут быть отнесены *Appendisphaera grandis*, *?Appendisphaera tabifica*, *Mengeosphaera triangulum*, *?Polygonium cratum*, *Tanarium tuberosum*, *Talakania obscura*, *Hamakinia sp.*, *Gen. et sp. indet. 1*, *Gen. et sp. indet. 2*. Эти микрофоссилии имеют характерный, легко узнаваемый облик и не известны в выше- и нижележащих отложениях Сибирской платформы. По таксономическому составу непские ассоциации микрофоссилий коррелируются с торгинской биотой Березовской впадины Сибирской платформы, а также с эдиакарскими акантоморфными комплексами Южной Австралии, время существования которых может быть ограничено возрастным интервалом 580(600) – 550 млн лет (Голубкова, Кузнецов, 2014).

Выделенные в отложениях непского горизонта ассоциации микрофоссилий имеют разное площадное распространение. Для того, чтобы понять их соотношения, на схему расположения скважин были нанесены местонахождения наиболее характерных и стратиграфически значимых таксонов (рис. 60, а, б). Согласно полученным данным, видно, что максимальное разнообразие микрофоссилий приурочено к центральной части Ньюско-Пеллейдуйской (Хамакинская площадь) и Вилючанской (Верхне-Вилючанская, Вилюйско-Джербинская площади) зонам вдоль линии, повторяющей направление Предпатомского прогиба. Этой же линии в той или иной степени следуют сравнительно более узкие области распространения эндемичных таксонов (*Mengeosphaera*, *Hamakinia*, *Gen et sp. indet. 2*), что, возможно, связано с особенностями существования определенных биотопов, контролируемых локальными условиями бассейна. Разрезы Ботубинской зоны, северо-западной части Вилючанской зоны, Сюгджерского и Анабарского районов содержат менее разнообразные по таксономическому составу ассоциации микрофоссилий. На юго-западе изученной территории (Верхнечонская, Талаканская площади) микрофоссилии почти не встречаются либо представлены эврифаціальными таксонами (*Leiosphaeridia*, *Appendisphaera tenuis*, *Talakania obscura*), что может свидетельствовать об отсутствии благоприятных морских обстановок на этой территории в непское время.

Анализ вертикального распределения микрофоссилий в верхнедокембрийских отложениях внутренних районов позволил выявить ряд за-

кономерностей. Накопление терригенных отложений талаканской свиты и вилючанского горизонта происходило в условиях аккумулятивной суши, переходящей в восточном направлении в прибрежные мелководные равнины. Микрофоссилии в изученных разрезах отсутствуют либо представлены единичными транзитными и эврифаціальными таксонами (*Leiosphaeridia*). Начавшаяся в ранненепское время трансгрессия моря обусловила появление и последовательное развитие разнообразных комплексов микрофоссилий на всей изученной территории, за исключением его юго-западной части. На смену им в средненепское время приходят таксономически богатые ассоциации микрофоссилий с участием разнообразных представителей родов *Appendisphaera*, *Knollisphaeridium*, *Talakania* (рис. 60А). На востоке Непско-Ботубинской антеклизы и в Предпатомском прогибе эти ассоциации еще более разнообразны за счет широкого распространения видов рода *Cavaspina*, *Tanarium*, *Mengeosphaera*, *Hamakinia sp.*, *Gen et sp. indet. 2* и некоторых других таксонов. Такое обилие микрофоссилий соответствует наиболее благоприятным обстановкам, сложившимся в относительно мелководной части морского шельфа. Постепенная смена терригенного осадконакопления на карбонатное в раннетирское время привела к исчезновению ассоциаций с акантоморфными акритархами и широкому, но кратковременному развитию *Siphonophycus*, *Oscillatoropsis*, *Vanavarataenia* (рис. 60Б). Полученные по микрофоссилиям данные согласуются с палеогеографическими реконструкциями, разработанными для отложений венда внутренних районов Сибирской платформы (Лебедев, Чернова, 1996; Шемин, 2007).

2.3.3. Заключение

Проведенные исследования позволили конкретизировать стратиграфическое положение и таксономическую характеристику ассоциаций микрофоссилий, а также проследить их вертикальное и латеральное распространение в отложениях венда внутренних районов Сибирской платформы. В вилючанском и переходных толщах непского-тирского горизонтов обнаружены транзитные, эврифаціальные таксоны. В терригенных отложениях непского горизонта выявлены разнообразные по таксономическому составу ассоциации микрофоссилий, характерными представителями которых являются эдиакарские акантоморфные акритархи. Анализ биостратиграфических и С-хемостратиграфических данных позволяет с определенным допущением относить отложения непского горизонта к ?нижнему — нижней части верхнего венда. Возрастной интервал распространения непской ассоциации строго не установлен, но предполагается, что он близок рубежу

580(600)–560 млн лет. К стратиграфически значимым микрофоссилиям неского горизонта нами отнесены: *Appendisphaera grandis*, ?*Appendisphaera tabifica*, *Mengeosphaera triangulum*, *Tanarium tuberosum*, ?*Polygonium cratum*, *Talakaniania obscura*, *Hamakinia sp.*, Gen. et sp. indet. 1, Gen. et sp. indet. 2. Эти таксоны имеют характерный, морфологически выдержанный облик, а также относительно узкий стратиграфический и широкий географический интервал распространения. Таким образом, появление непской биоты в верхнедокембрийских отложениях Сибирской платформы отвечает определенному эволюционному рубежу в истории развития древних микроорганизмов. Однако вертикальное и латеральное распределение микрофоссилий в терригенных последовательностях вилочанского, непского и нижней части тирского горизонтов определяется локальными условиями, существующими в вендском бассейне.

Авторы благодарны К. Е. Наговицину за помощь в фотографировании микрофоссилий.

ГЛАВА 3. ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ СТАНОВЛЕНИЯ ОСНОВНЫХ-УЛЬТРАОСНОВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ

Ультраосновные породы составляют весьма небольшой объем континентальной коры, но их изучение крайне важно при решении фундаментальных задач, касающихся модели химической эволюции Земли. В докембрийских комплексах ультраосновные породы часто встречаются как ксенолиты в некоторых кимберлитах и интрузиях мантийного генезиса, а также в виде редких включений перидотитов тектонического и магматического происхождения.

Высокая информативность таких пород побуждает к тщательному анализу их природы с привлечением изотопно-геохимических методов, в частности изотопного состава Os, для обоснования модели образования мантийных эклогитов и оценки степени гетерогенности изотопного состава Os в субкратонической мантии.

Немаловажную роль играет и предметный анализ тех немногочисленных природных объектов, в которых сохранились ультраосновные породы различного генезиса и разного возраста. Подобным природным объектам в данной главе уделяется внимание с использованием новых данных по одному из регионов Украинского щита. Дается детальная характеристика геологически- и петрологически различных типов включений перидотитов, а также приводится термодинамический анализ минералообразования этих пород.

3.1. ¹⁸⁷Re-¹⁸⁷Os СИСТЕМАТИКА ПОРОД СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ (ПО МАНТИЙНЫМ КСЕНОЛИТАМ)

3.1.1. Введение

¹⁸⁷Re-¹⁸⁷Os систематика является высокоэффективным трассером коромантийного взаимодействия, который может использоваться при решении вопросов о формировании субконтинентальной литосферной мантии и происхождении различных базальтов-континентальной и океанической коры.

Радиоогенный изотоп осмия ^{187}Os образуется в результате реакции β -распада изотопа ^{187}Re по уравнению



Его накопление в породе в течение времени t описывается уравнением: $^{187}\text{Os} = ^{187}\text{Os}_i + ^{187}\text{Re} (e^{\lambda t} - 1)$, где $\lambda_{\text{Re}} = 1,666 \pm 0,017 \times 10^{-11} \text{лет}^{-1}$ (Smoliar et al., 1996), или нормализованным по стабильному изотопу ^{188}Os .

Отклонение изотопного состава осмия в пробе от состава хондрита CI соответствующего возраста, выражаемое в процентах, показывает параметр γ_{Os} (Walker et al., 1989).

Поведение Re и Os в геологических процессах существенно различается, что, вероятно, определяется различием в заселенности электронами 5d-оболочки (d^5 и d^6 , соответственно), атомных радиусах и типичных степенях окисления этих элементов (табл. 10). В процессе плавления мантийных пород Os ведет себя как совместимый элемент и преимущественно сохраняется в мантии, в реститах плавления (деплетированные в различной степени перидотиты). Re является умеренно несовместимым и переходит в расплав, имеющий базальтовый состав, который при определенной степени плавления поступает в земную кору (Walker et al., 1989; Burton et al., 1999; Hart, Ravizza, 1996; Shirey, Shirey et al., 2001; 2002). Со временем в результате плавления перидотитов в них формируется низкая величина $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ отношения и, как следствие, нерадиоогенный изотопный состав Os. Фракционирование Re от Os во время генерации расплава приводит к низкому содержанию осмия и высокому Re/Os отношению как в базальтах срединно-океанических хребтов и океанических островов (Roy-Barman, Allegre, 1994) и их субдукционно-связанных эквивалентах, так и в целом в континентальной коре (Richardson et al., 2001). Океанические базальты и габбро обычно обогащены Re относительно мантийного перидотита в 3–4 раза, и все они деплетированы Os (Dale et al., 2007; Hauri, Hart, 1997; Pearson, Wittig, 2014; Schiano et al., 1997). Суперхондритовые же значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в базальтах часто приписываются мантийным источникам, состоящим из мафической рециклированной океанической коры и глубоководных осадков (Dale et al., 2007; Lassiter, Hauri, 1998; Marcantonio et al., 1995; Marchesi et al., 2014; Roy-Barman, Allegre, 1995). Некоторые исследователи (Marchesi et al., 2014; Pearson, Wittig, 2014) полагают, что предпочтительное плавление пироксенитов и гибридных пироксенит-перидотитовых доменов может создавать богатые ^{187}Os базальты, соответствующие полному спектру MORB и OIB.

Относительная устойчивость Re-Os системы к посткристаллизационным метасоматическим процессам, в отличие от Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb изотопных систем (Burton et al., 1999; Pearson, Wittig, 2014; Reisberg et al., 1991), позволяет использовать ее для идентификации мантийных и коровых резервуаров,

вследствие различия на порядок величины $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ отношения в мантии, коре и морской воде: 1×10^{-1} , 1×10^{-2} и 1×10^0 соответственно (Sharma et al., 1997). Фракционирование дочерних радиоогенных изотопов в Rb-Sr и Sm-Nd системах при плавлении ограничено их геохимическим сходством с материнским элементом. Поэтому даже в областях, где кора древняя, значения ϵ_{Nd} и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в базальтах менее чувствительны к влиянию незначительной коровой контаминации, чем γ_{Os} и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ отношение. Кроме того, процессы метасоматоза, обогащающие СКЛМ несовместимыми редкими элементами, такими как Sr, Nd, и Pb, по-видимому, не оказывают значительного влияния на Re-Os систему вследствие высокой концентрации Os в деплетированной мантии, от 1 до 5 нг/г, и низкой концентрации Os во флюидах, от 0,001 до 0,1 нг/г (Chesley, Ruiz, 1998).

В данной части монографии приводятся результаты изучения природы гетерогенности ^{187}Re - ^{187}Os изотопной системы в субконтинентальной литосферной мантии. Для этого был проведен сравнительный анализ данных (авторских и литературных) по составу ^{187}Re - ^{187}Os системы: (1) в ксенолитах основных типов пород (перидотиты, эклогиты, пироксениты) из мантии раннедокембрийских кратонов (субкратоническая мантия); (2) в ксенолитах перидотитов СКЛМ, подстилающей разновозрастные структуры земной коры (кратоны, обрамляющие их складчатые пояса, внутрикратонные рифтогенные структуры), а также в перидотитах из массивов, находящихся в виде тектонических блоков в альпинотипных орогенических поясах. Полученные для мантийных пород значения изотопных отношений $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ — $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ сравниваются с их современным значением для хондрита CI и с модельным отношением $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для «примитивной верхней мантии» PUM (табл. 10). Хондрит CI используется в качестве стандарта, так его химический состав по главным и редким элементам, за исключением H, He, Li, Be, B, наиболее близок к солнечному (Palme, O'Neill, 2003). PUM определяется как гипотетический резервуар верхней мантии, который никогда не подвергался обеднению расплавом или какому-либо обогащению (Meisel et al., 2001; Walker et al., 2002) и является «краеугольным камнем» изотопной рений-осмиевой систематики.

3.1.2. Метод изотопного исследования Re-Os системы

Аналитическая химия рений-осмиевой изотопной системы является одной из самых сложных в современной геохимической практике. И это напрямую связано с геохимическими свойствами этих элементов: халькофильность и сидерофильность, с одной стороны, и высокая летучесть осмия — с другой. Высокие температуры ионизации изотопов и высокая

работа выхода из материала подложки практически делают малопригодным традиционный твердофазный термо-ионный масс-спектральный анализ изотопного состава этих элементов. Такие особенности химии привели к тому, что, в отличие от многих других изотопных систем, где существуют отработанные, проверенные и стандартизированные методы и методики анализа, рений-осмиевая аналитика находится в развитии, и каждый год в литературе появляется 3–4 новых варианта сепарации элементов и их масс-спектрометрического измерения.

Даже разложение/растворение образца пород и минералов оказывается для анализа этих элементов непростым делом. Так, на сегодняшний день к наиболее распространенным методам разложения образцов можно отнести следующие (но это далеко не полный список):

- разложение в смесях кислот HF-HBr или HF-HCl-C₂H₅OH в тefлоновых бомбах, при температуре 120–140 °C в течение 16–70 часов;
- разложение в трубках Кариуса из боросиликатного или кварцевого стекла в смеси HNO₃-HCl или H₂SO₄-CrO₃ при температурах 220–260 °C в течение 12 часов;
- сплавление с NaOH при 330 °C, а затем повторное сплавление с Na₂O₂ при температуре 550 °C;
- сплавление с тетраборатом натрия, серой и никелем при температуре 1000 °C;
- разложение при высоком давлении 10⁷ Па и температуре 320 °C в автоклаве НРА в смеси кислот HNO₃-HCl;
- для растворения ЖМК (железомарганцевые конкреции) используется часто выщелачивание в H₂O₂-H₂SO₄;
- при анализе молибденита используют и микроволновое разложение в смеси HNO₃-H₂SO₄ с добавлением K₂Cr₂O₇.

В Re-Os лаборатории Центра изотопных исследований ВСЕГЕИ содержание рения и осмия в образцах валовых силикатных пород, минералов и сульфидов определяется методом изотопного разбавления. Основная используемая методика состоит в следующем.

Для проведения анализа использовались химические реагенты класса чистоты аналитической и сверхчистые (Merck), которые дополнительно очищались 2–3-кратной перегонкой в аппаратах типа sub-boiling (MQSB-Quartz-subboiling Maassen, BSB-939-IR Berghof) и bottle-to-bottle (Savillex). К навескам пород в виде тонко растертой пудры массой 1 г или навескам сульфидов массой 50–200 мг добавлялся смешанный изотопный трассер ¹⁸⁵Re-¹⁹⁰Os. После добавления 2 мл 11N HCl полученные смеси замораживались при температуре –20 °C в течение 30 минут, а затем к ним добавлялось еще 5 мл 14N HNO₃. Дальнейшее разложение и гомогенизация проб

происходили в 90 мл кварцевых колбах в течение 12 часов при постоянной температуре 300 °C и давлении 120 бар в печи НРА-S (Anton Paar) (Paliulionyte et al., 2006).

Сепарация осмия проводилась с помощью жидкостной экстракции бромом и микродистилляцией по методике, аналогичной описанной в работе (Birck et al., 1997). Растворы проб после кислотного разложения переливались в 16 мл тefлоновые виалы (Savillex), к ним добавлялось по 1 мл брома, а затем в течение 2 часов виалы выдерживались на плитке при температуре 140 °C. Затем фракция брома переносилась с помощью полиэтиленовой пипетки в 7 мл тefлоновый виал, где и выпаривалась с добавлением 0,5 мл HBr. Далее проба перерастворялась в 1 капле ацетона и наносилась на внутреннюю сторону крышки конического тefлонового виала и выпаривалась. К ней добавлялась 1 капля 40 % бихромата натрия в 12N H₂SO₄, а в коническую часть виала наносилось 5 мкл HBr. Виал (конусом вверх) выдерживался 4 часа на плитке при 90 °C. При этом осмий концентрировался в микрокапле HBr.

Оставшийся после экстракции бромом раствор пробы в смеси концентрированных кислот HCl-HNO₃ выпаривался и переводился в раствор 2N HNO₃ и центрифугировался в 15 мл пробирке. Рений выделялся методом жидкостной экстракции с изоамиловым спиртом, 2N HNO₃ и водой (Birck et al., 1997). Полученная фракция выпаривалась и переводилась в 2 мл 3 % раствор HNO₃ и центрифугировались в 2 мл пробирках.

Измерение изотопного состава и определение концентрации Re производилось на одноколлекторном масс-спектрометре с индукционно-связанной плазмой ICP-MS ELEMENT-2 (Thermo). Изотопные отношения рения измерялись на умножителе в динамическом режиме при подаче пробы в виде раствора 3 % HNO₃ с помощью кварцевого небулайзера. Для ввода проб в прибор использовались также Ni конуса и перистатический насос (4,5 об/мин). Измерения осуществлялись при низком разрешении масс-спектрометра (ΔM = 300). Параметры использованной аргоновой плазмы: охлаждающий газ — 15,5 л/мин, газ образца — 1,03 л/мин, вторичный газ — 1,02 л/мин, мощность 1031 Вт. Для коррекции измеряемых изотопных отношений на приборное масс-отклонение (mass-bias) использовался метод брекетирувания раствором Re стандарта. Результирующая точность измерения изотопных отношений ¹⁸⁵Re/¹⁸⁷Re была лучше 0,5 %.

Изотопный состав осмия измерялся на твердофазном мультиколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения Triton (Thermo) в отрицательно заряженных ионах в статическом режиме на коллекторах Фарадея или в динамическом режиме на ионном счетчике. Для стандартизации условий измерений во время аналитической сессии производилось измерение

стандарта LOsST с изотопным отношением $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0,106913 \pm 0,000022$. Выделенная фракция осмия в форме бромидов наносилась на Pt ленту испарителя совместно с 0,2 мкл эмиттера $\text{Ba}(\text{OH})_2 + \text{NaOH}$. Для повышения эффективности ионизации использовались установка напуска кислорода ($P = 2 \cdot 10^{-7}$ bar) в камеру масс-спектрометра при вакууме $7 \cdot 10^{-8}$ bar и охлаждение жидким азотом. Температура накала платиновой ленты в ходе измерения составляла 730–750 °С. Измерялись ионные токи оксидов $^{185}\text{ReO}_3$, $^{186}\text{OsO}_3$, $^{187}\text{OsO}_3$, $^{188}\text{OsO}_3$, $^{190}\text{OsO}_3$, $^{192}\text{OsO}_3$.

Общие химические бланки анализа (холостой опыт) составили: Re — 70 пг, Os — 1 пг. Данные по стандарту UB-N (серпентинит): Re $0,2218 \pm 0,0064$ нг/г, Os $3,65 \pm 0,12$ нг/г, $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ $0,292 \pm 0,014$, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ $0,127176 \pm 0,000091$ хорошо согласуются с литературными данными (Meisel et al., 2003).

3.1.3. Результаты

3.1.3.1. Re-Os систематика основных типов пород в субкратонической мантии

Основную часть литосферной мантии (по разным оценкам до 90 %) составляют перидотиты, тогда как эклогиты и пироксениты суммарно — не более 10 %. Информация о составе Re-Os системы в этих породах вносит существенный вклад в познание процессов коро-мантийного взаимодействия, определение возраста и масштабов субдукции океанической коры в мантию. Определения Re-Os методом возраста деплетации мантийных перидотитов рением (T_{RD}) различных кратонов демонстрируют, что наиболее древние значения возраста этого процесса являются архейскими (Pearson, 1999; Rudnick, Walker, 2009; Liu et al., 2010; Pearson, Wittig, 2014), и часто этот возраст совпадает или близок возрасту главных корообразующих событий в пределах кратонов.

Характеристика Re-Os системы, включающая пределы колебаний содержания Re и Os, отношения $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в перидотитах и эклогитах мантии, подстилающей кратоны Слейв, Вайоминг, Северо-Американский, Каапваальский, Карельский, Сибирский и Северо-Китайский, содержится в табл. 11–13. Гистограммы распределения значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ отношения в породах показаны на рис. 64–66. Источники данных приведены в соответствующих таблицах.

Отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в перидотитах из мантии практически всех раннедокембрийских кратонов меньше, чем в примитивной верхней мантии (0,1296) и колеблется в пределах от 0,106 до 0,1305 (выше 0,1296 очень редко). Наиболее низкие значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (<0,117) установлены преимущественно в перидотитах из мантии Каапваальского кратона (Лесото, Матсо-

ку), а также кратонов Вайоминг и Северо-Американского. Значения выше 0,117 преобладают в перидотитах Карельского и Сибирского кратонов. Перидотиты из мантии Северо-Китайского кратона также характеризуются повышенными значениями $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$: 0,1115–0,1296. В редких образцах установлены значения до 0,1305.

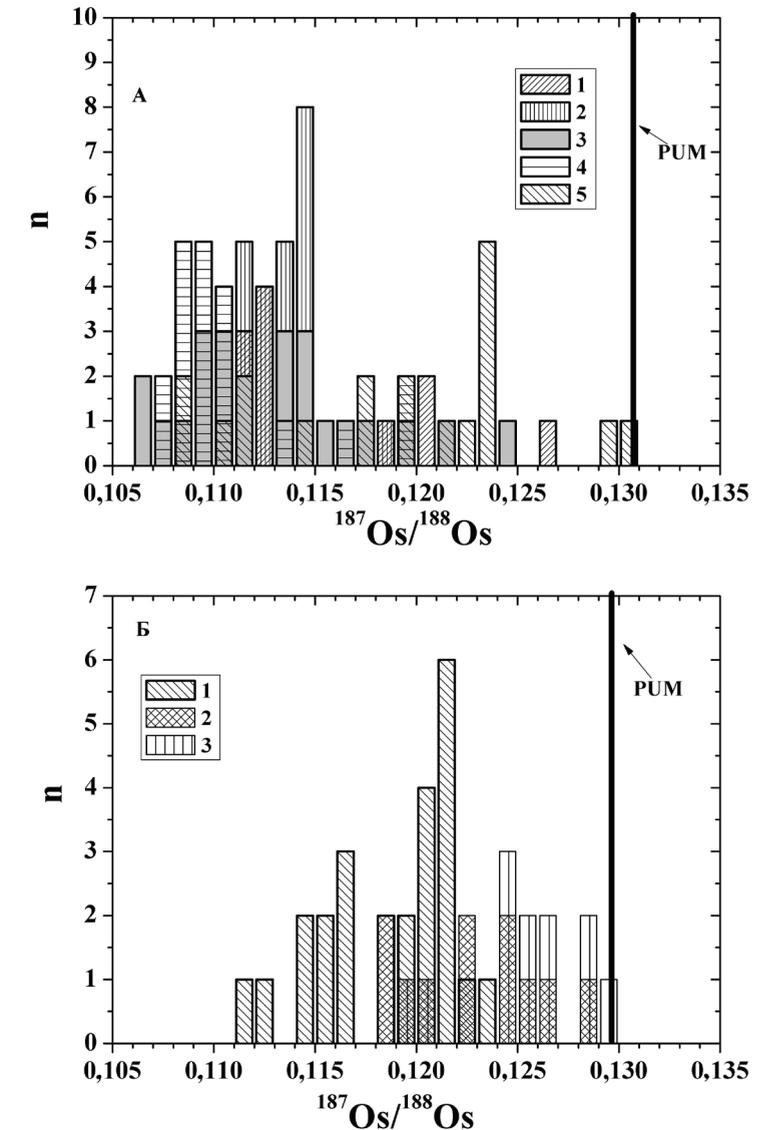


Рис. 64. Гистограммы значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в перидотитах субкратонической мантии. А — кратоны 1 — Карельский, 2 — Северо-Американский, 3 — Каапваальский, 4 — Лесото, 5 — Сибирский; Б — Северо-Китайский кратон: 1 — Янгуанг, 2 — Лонганг, 3 — Квисиа. Источники данных приведены в табл. 11

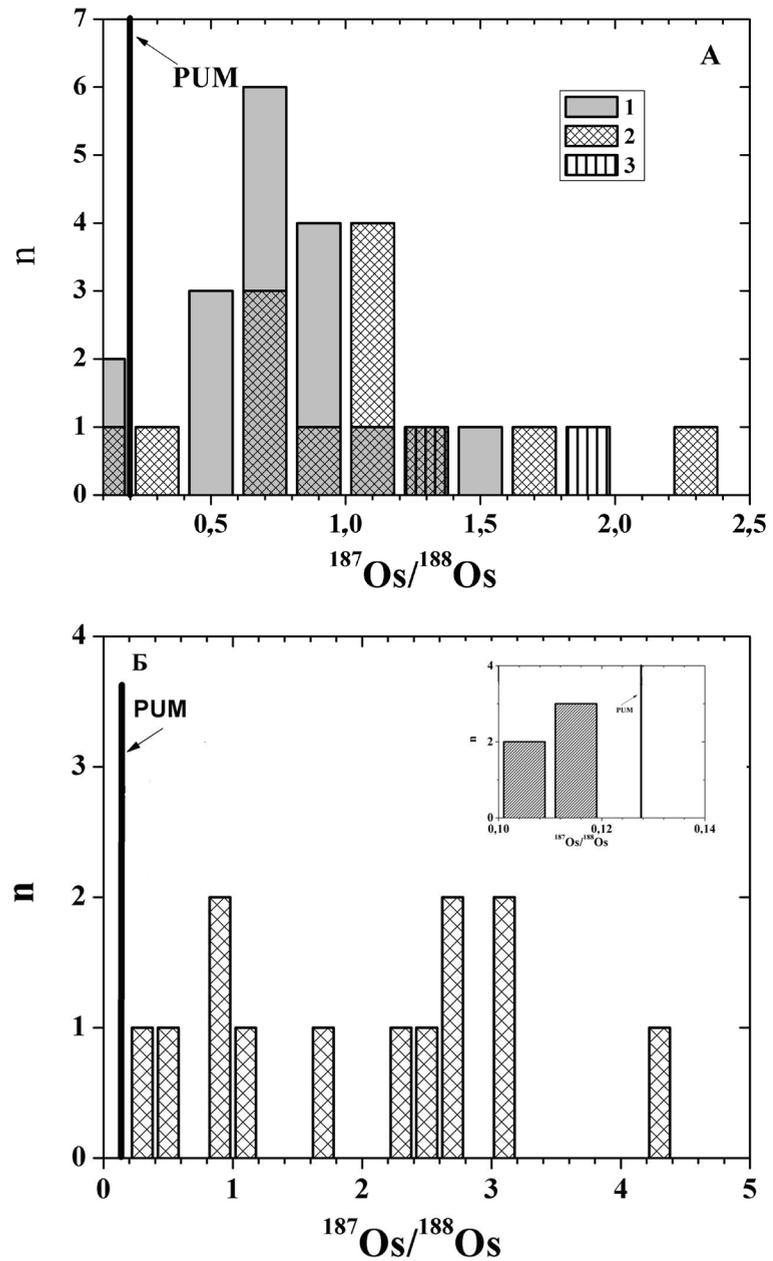


Рис. 65. Гистограммы значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в ксенолитах эклогитов (А) из мантии кратонов Каапваальский, Слейв, Кассай (1–3 соответственно) и включениях эклогитов в алмазах из кимберлитов кратона Слейв (Б). На врезке рисунка Б показаны значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в перidotитовых включениях в алмазах того же кратона. Источники данных приведены в табл. 13

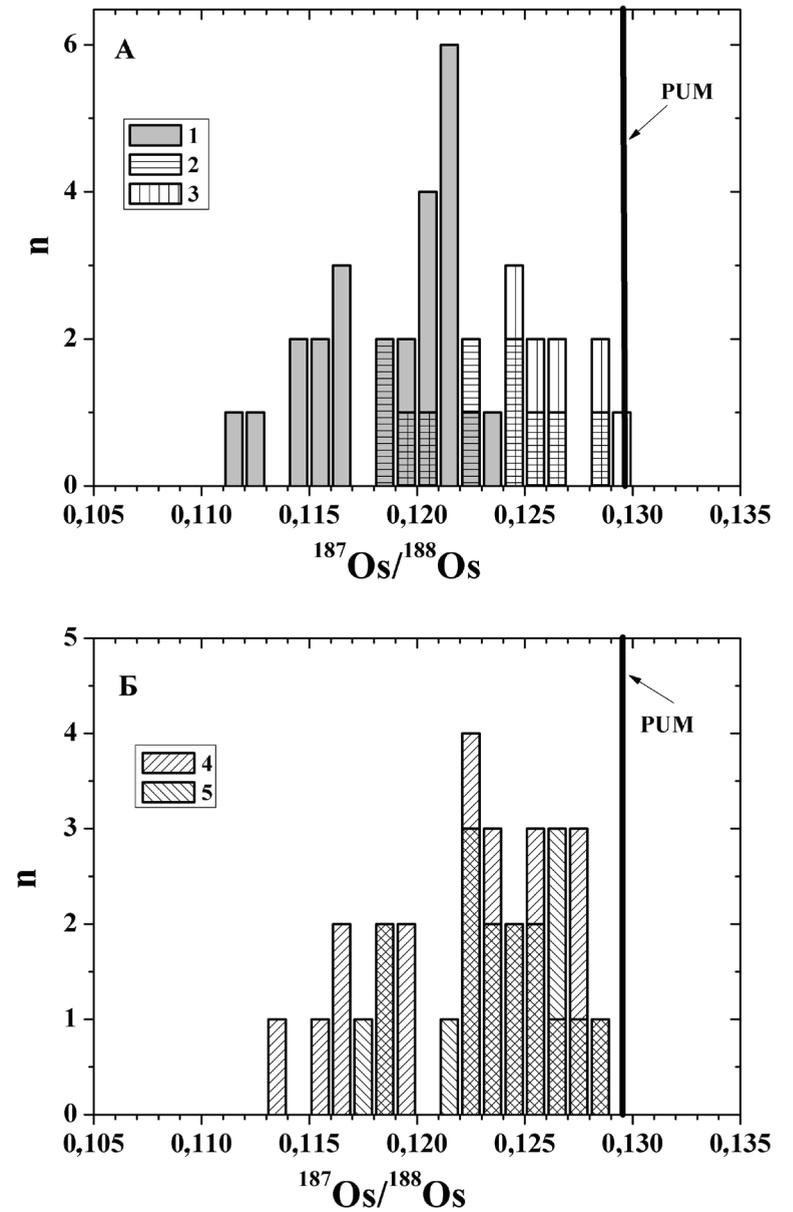


Рис. 66. Гистограммы значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в перidotитах из мантии Северо-Китайского кратона.
А: 1 — Янгуанг, 2 — Лонганг, 3 — Квиса (*Gao et al.*, 2002; *Wu et al.*, 2003; *Liu et al.*, 2010) и складчатых поясов. Б: 4 — Транс-Северокитайский, разделяющий Западный и Восточный блоки Северо-Китайского кратона, 5 — Хинган-Монгольский (*Rudnick, Gao*, 2004)

В мантийных эклогитах Re-Os изотопный состав существенно отличается от такового в перидотитах, слагающих мантию тех же кратонов (табл. 13, рис. 65). Для всех эклогитов наблюдаются высокие концентрации Re и повышенные по сравнению с хондритом и PUM значения отношений $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (рис. 65А). Значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в эклогитовых и перидотитовых включениях в алмазах из кимберлитов кратона Слейв (рис. 65Б) также, соответственно, больше и меньше 0,1296.

Пироксениты характеризуются несколько более высоким отношением $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, чем в PUM, но по сравнению с эклогитами вариации изотопного состава осмия в них меньше.

Эти вариации выходят далеко за пределами аналитических ошибок, которые находятся на уровне 0,1 %, и вне статистических погрешностей.

3.1.3.2. Re-Os систематика перидотитов субконтинентальной литосферной мантии, подстилающей разновозрастные структуры коры

Поскольку характеристика Re-Os системы перидотитов из мантии, подстилающей раннедокембрийские кратоны, рассмотрена выше (раздел 3.1), здесь приводятся только данные для перидотитов субконтинентальной литосферной мантии складчатых поясов, обрамляющих кратоны, и внутрикратонных рифтогенных структур (табл. 14, рис. 66, 67). Носителями их являются щелочные базальты, в основном фанерозойского возраста.

Для ксенолитов перидотитов из мантии складчатых поясов Килбурн Холл, Нью Мехико, Намибийский, Хинган-Монгольский и Транс-Северокитайского орогена (табл. 13) характерно: 1) низкое содержание Re и низкое отношение $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$; 2) высокое содержание Os и отношение изотопов $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ меньше, чем в PUM, но все же значений отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ниже 0,110 в них не наблюдается. Интервал значений этого отношения близок к таковому для перидотитов мантии Сибирского и Северо-Китайского кратонов. Это наглядно демонстрируют гистограммы значений отношения $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ в перидотитах из мантии Северо-Китайского кратона (рис. 66, а), Хинган-Монгольского складчатого пояса и Транс-Северокитайского орогена, разделяющего Западный и Восточный блоки Северо-Китайского кратона (рис. 66, б).

Значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ отношения в мантийных перидотитах рифтогенных структур меньше или близки к таковому в PUM (табл. 14, рис. 68). Они охватывают практически весь интервал значений, свойственных перидотитам субкратонической мантии. Наименьшие значения наблюдаются в хромитах и перидотитах Восточно-Африканского рифта (около 0,107, хотя в целом значения колеблются от 0,107 до 0,129) и наиболее высокие (от 0,115 до 0,130) в мантии Байкальского рифта.

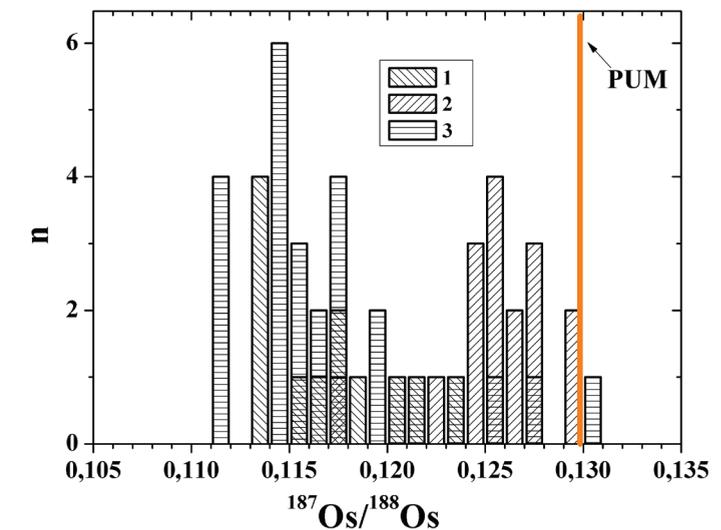


Рис. 67. Гистограммы значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в перидотитах из мантии, подстилающей складчатые пояса: 1 — Намибийский (Pearson et al., 2004), 2 — Килбурн Холл, Нью Мехико (Meisel et al., 2001), 3 — Гайдам, С. Тибет (Shi et al., 2010)

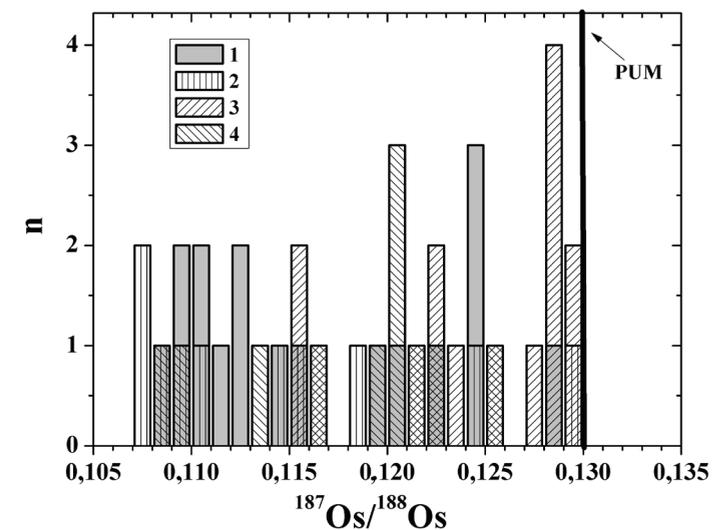


Рис. 68. Гистограммы значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в перидотитах мантии рифтогенных структур: 1–2 — Восточно-Африканский рифт: перидотиты и хромиты соответственно (Chesley et al., 1999), 3 — Байкальский рифт (Pearson et al., 2004; настоящая работа), 4 — СЗ Шпицберген (Choi et al., 2010)

3.1.3.3. Re-Os изотопная система в перидотитах и пироксенитах орогенических массивов — тектонических блоках литосферной мантии в альпийских складчатых поясах

Орогенические массивы являются фрагментами — блоками субконтинентальной и субокеанической литосферой мантии, выведенными на поверхность Земли в результате тектогенеза в период фанерозойской складчатости. К первым относят Люлиангшан массив гранатовых перидотитов, северную часть Гайдам УНР метаморфического пояса Северотибетского плато (*Shi et al.*, 2010), Северный Пиренейский ультрамафический массив (NPMZ, *Burnham et al.*, 1998), перидотитовый массив Северного Марокко Бени-Бушера (*Roy-Barman et al.*, 1996). Ко вторым относят массив перидотитов и пироксенитов Тоталп вблизи Давоса в восточных Швейцарских Альпах (*Van Acken et al.*, 2008) и Богемский массив вебстеритов и гранатовых клинопироксенитов, Чешская республика, Австрия (*Ackerman et al.*, 2016).

Обобщенная изотопная характеристика пород орогенических массивов содержится в работе (*Roy-Barman et al.*, 1996). Перидотиты характеризуются значениями отношения $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ от 1,05 до 1,06, т. е. ниже величины в PUM, тогда как для пироксенитов характерны исключительно радиогенные $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ значения: от 1,78 до 8,9 (рис. 69). Вариации изотопного состава Os, регистрируемые в образцах пироксенитов, показывают неоднородность изотопной системы даже на локальном уровне. Значения отношения изотопов осмия в пироксенитах указывают на то, что эти пироксениты, вероятно, являются продуктами кристаллизации недифференцированных расплавов и/или кумулатами.

3.1.4. Обсуждение

3.1.4.1. Генезис эклогитов в субкратонической мантии

В результате минералогического и изотопно-геохимического изучения мантийных эклогитов (*Neal et al.*, 1990; *Snyder et al.*, 1993; 1997; *Pearson et al.*, 1994; 2003; *Jacob, Foley*, 1999; *Richardson et al.*, 2001; *Barth et al.*, 2002; *Menzies et al.*, 2003; *Jacob et al.*, 2003; 2004; *Jacob*, 2004; *Heaman et al.*, 2006; *Dale et al.*, 2007; *Aulbach et al.*, 2007; 2009 и литература к ним) и проведения экспериментов по плавлению близких по составу природных и синтетических смесей в широком диапазоне *P–T* условий (*Литвин*, 1991; *Gasparik, Litvin*, 1997; *Walter*, 1998; *Rapp et al.*, 1999; *Бутвина и др.*, 2001; *Litasov, Ohtani*, 2010; *Litasov et al.*, 2010; *Литасов*, 2011; *Литасов и др.*, 2011; *Mallik, Dasgupta*, 2012; *Бутвина*, 2013) были сформулированы две основные гипотезы образова-

ния этих пород в мантии: магматическая и субдукционная. Магматическая гипотеза предполагает, что эклогиты образуются в результате фракционной кристаллизации мантийных расплавов на глубинах, соответствующих давлению не менее 35 кбар (*Литвин*, 1991). Субдукционная гипотеза

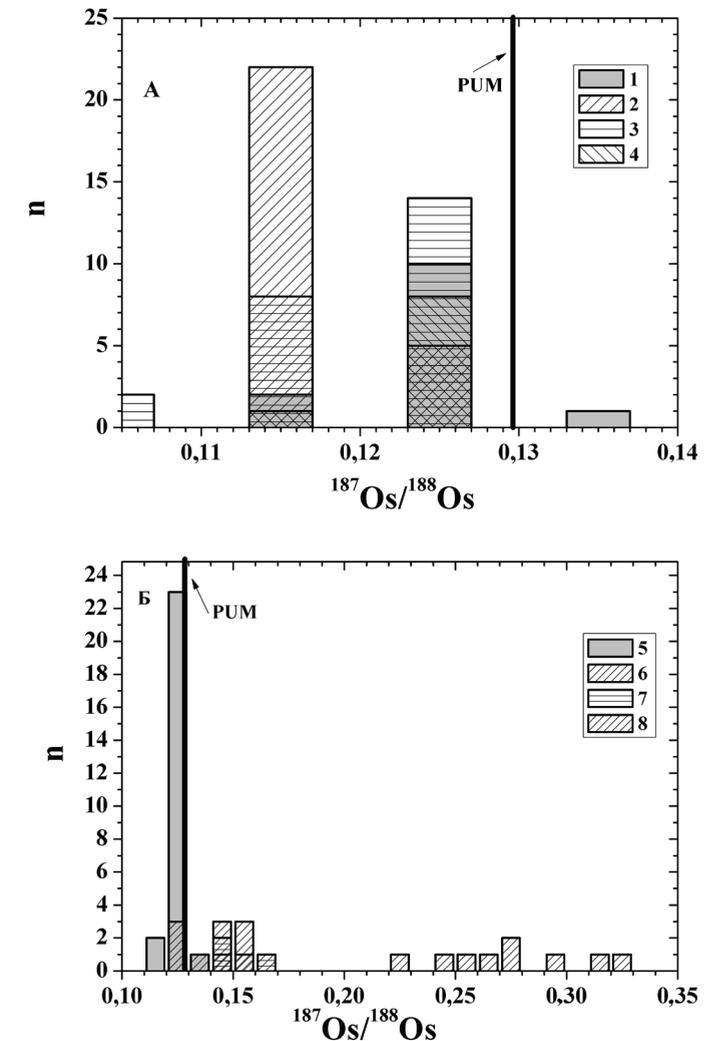


Рис. 69. Гистограммы значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в перидотитах (А) и пироксенитах (Б) орогенических массивов в альпийских складчатых поясах. А: 1 — Пиренейский (*Burnham et al.*, 1998), 2 — Люлиангшан, С. Тибет (*Shi et al.*, 2010), 3 — Ханка (*Wang et al.*, 2015), 4 — Бени-Бушера, С. Марокко (*Roy-Barman et al.*, 1996; *Pearson et al.*, 2004); Б: 5, 6 — Швейцарский: перидотиты и вебстериты соответственно (*Van Acken et al.*, 2008); 7, 8 — Богемский: вебстериты и клинопироксениты соответственно (*Ackerman et al.*, 2016) орогенических массивов в альпийских складчатых поясах

рассматривает эклогиты как продукт высокотемпературного и высокобарического преобразования пород океанической коры в зоне субдукции.

При выборе модели происхождения конкретных эклогитов в мантии, субдукционной или мантийной, в качестве наиболее надежного критерия обычно используют изотопный состав кислорода, $\delta^{18}\text{O}$, который в верхней мантии составляет $+5,5 \pm 0,4 \text{ ‰}$. Соответственно, эклогиты, образовавшиеся из мантийных расплавов, как предполагается, должны иметь значения $\delta^{18}\text{O}$ от $+5$ до $+6 \text{ ‰}$. Однако в мантийных эклогитах, для которых предполагается субдукционное происхождение, установлены значения $\delta^{18}\text{O}$ как менее $+5,0$, так и более $+6,0 \text{ ‰}$. Так, для эклогитов из кимберлитовой трубки Робертс Виктор (Каапваальский кратон) пределы значений $\delta^{18}\text{O}$ практически совпадают с таковыми для гидротермально измененных офиолитов: от $+3$ до $+8$ (Pearson et al., 2003). Поэтому использование только этого критерия не дает однозначного решения вопроса о генезисе мантийных эклогитов. Наряду с величиной $\delta^{18}\text{O}$ в качестве показателя коровой или мантийной природы эклогитов служат значения начального изотопного состава Sr и Nd: отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и ϵNd . Согласно Nd-Sr систематики модельных мантийных резервуаров (Hofmann, 1997; Tackley, 2000), изотопный состав Nd в единицах ϵNd в РМ находится в пределах от -1 до $+1$, DM — от $+12$ до $+19$, ЕМ1 — менее -6 , отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для тех же резервуаров составляет $0,7045-0,7051$, $0,7015-0,7025$, $0,7040-0,7055$ соответственно. Таким образом, и Nd-Sr систематика эклогитов не позволяет сделать определенное заключение об их происхождении. В то же время Re-Os систематика дает возможность с достаточной уверенностью установить магматическое или субдукционное происхождение мантийных эклогитов и часто встречающихся совместно с ними пироксенитов.

Обобщенные в настоящей работе данные по изотопному составу Re-Os системы в породах субконтинентальной литосферной мантии свидетельствуют, что в эклогитах как архейского (кратоны Каапваальский, Слейв, Сибирский), так и верхнепротерозойского (кратон Кассаи) возраста изотопный состав существенно отличается от такового в перидотитах, слагающих мантию тех же кратонов. Для всех эклогитов наблюдаются высокие концентрации Re, повышенные по сравнению с CI и PUM значения отношений $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и значительная доля радиогенного ^{187}Os . Такие Re-Os изотопные характеристики большинства эклогитов указывают на то, что они не могли образоваться в результате плавления только мантийного перидотита и значительную роль в их образовании играли источники, обогащенные рением — наиболее вероятно, субдуцированная океаническая кора, преобразованная в результате метасоматоза и/или плавления в условиях верхней мантии. Однако незначительная часть ксе-

нолитов эклогитов из кимберлитов кратонов Каапваальский и Слейв характеризуется значениями $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} < 0,1296$ (рис. 65А). Возможно, что эти эклогиты имеют магматический генезис, являясь продуктами завершающей стадии фракционной кристаллизации первично мантийных расплавов коматиитового состава, образующихся при высокой степени плавления перидотитов в мантии (состав реститов плавления близок к гарцбургитам и дунитам). Модель фракционной кристаллизации коматиитового расплава, созданная на основе экспериментальных данных (Литвин, 1991), приведена на рис. 70. В этой модели образованию биминеральных эклогитов

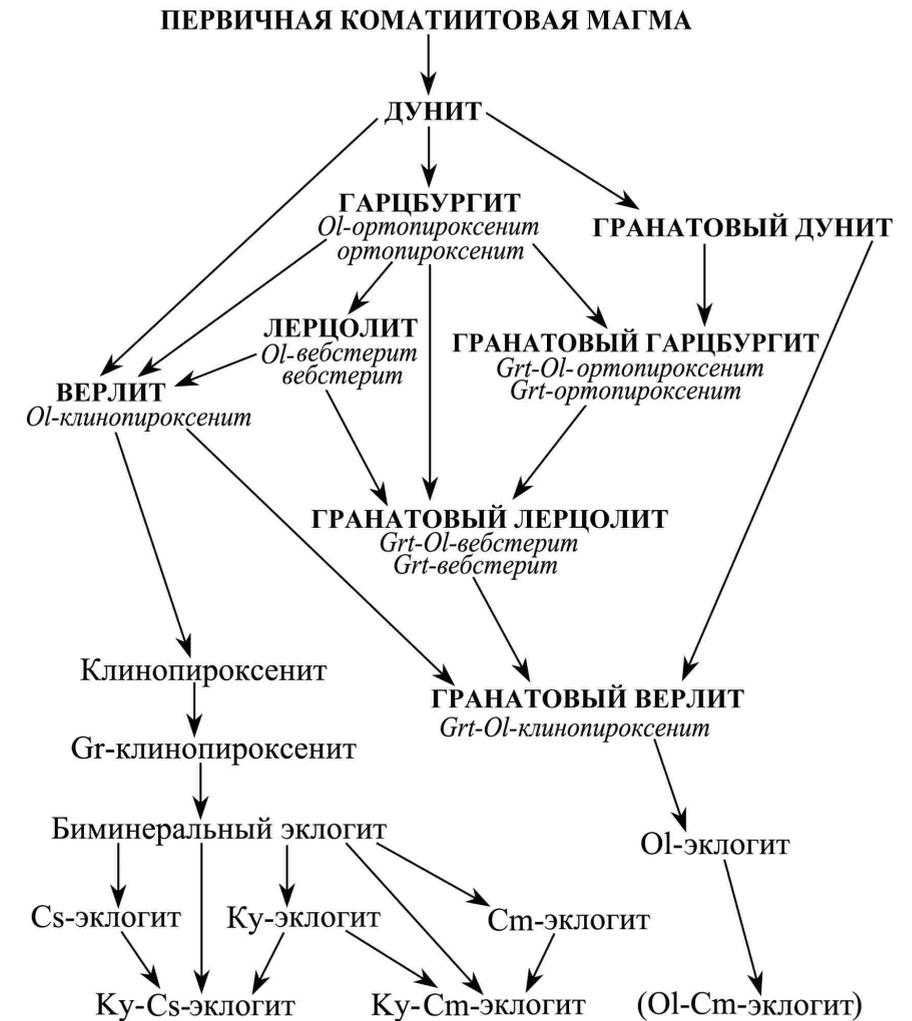


Рис. 70. Модель фракционной кристаллизации первичной коматиитовой магмы (Литвин, 1991)

предшествуют пироксениты. Поскольку коматиитовые магмы образуются при высокой степени плавления перидотитов, реститами которой являются гарцбургиты и дуниты, им свойственно низкое содержание Al_2O_3 и низкое отношение Al/Mg . Эти магмы должны характеризоваться низким содержанием Re и Os и низкими значениями $^{187}Os/^{188}Os$ отношения (*Meisel et al.*, 2001). Фракционная кристаллизация таких магм даже на завершающих стадиях вряд ли может привести к образованию эклогитов и пироксенитов с высоким содержанием осмия и высоким отношением $^{187}Os/^{188}Os$, которые наблюдаются в эклогитах субдукционного происхождения.

На примере эклогитов из мантии кратона Кассаи (кластер кимберлитовых трубок Катока) можно показать согласованность данных Re-Os, Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем в вопросе о происхождении их в СКЛМ этого региона (*Nikitina et al.*, 2017). В этих эклогитах установлены повышенные по сравнению с BSE значения $^{187}Sr/^{186}Sr$ (до 0,7071) и положительные величины ϵNd (1,8–2,6), свидетельствующие об участии корового материала при их формировании. Высокие значения $^{187}Re/^{188}Os$ (135–80) и $^{187}Os/^{188}Os$ (1,311–1,9709) отношений в Катокских эклогитах, значительная доля радиогенного осмия ($\gamma_{Os} = 129–147$) свидетельствуют об их происхождении из источника, обогащенного рением — субдуцированной океанической коры, преобразованной в результате метасоматоза и/или плавления в условиях верхней мантии. Изотопный состав кислорода в клинопироксенах и гранатах низкомагнезиальных эклогитов (значения $\delta^{18}O$ охватывают интервалы 6,2–7,4 и 6,2–7,1 соответственно (*Korolev et al.*, 2016)) согласуется с данной гипотезой. Предполагается, что протолитом высокоглиноземистых эклогитов послужили габброиды, а для низкомагнезиальных эклогитов — базальты океанической коры/бониниты (*Королев*, 2015).

3.1.4.2. Неоднородность изотопного состава осмия в перидотитах литосферной мантии, подстилающей кратоны

Неоднородность верхней мантии в отношении Re-Os изотопной систематики и сохранность в ней в течение длительного периода (миллиарды лет) химически неравновесных деплетированных и обогащенных доменов в субконтинентальной верхней мантии отмечалась ранее в работах (*Meisel et al.*, 2001; *Meibom et al.*, 2002; *Pearson, Wittig*, 2014). В настоящей работе в результате анализа ^{187}Re - ^{187}Os изотопной системы в перидотитах СКЛМ, подстилающей различные кратоны, установлена неоднородность изотопного состава осмия (см. табл. 11, 12, рис. 64, 65) в этих породах. При этом отметим, что значения отношения $^{187}Os/^{188}Os$, полученные для валовых проб перидотитов, лишь незначительно превышают значения, определяемые для сульфидов

из этих перидотитов, а также для включений сульфидов в алмазах. Возраст обеднения перидотитов рением — возраст процесса плавления перидотитов субкратонической мантии, архейский, от 3,5 до 2,7–2,9 млрд лет.

Для каждого из кратонов наблюдается достаточно существенный разброс значений отношения $^{187}Os/^{188}Os$ для мантийных перидотитов, но при этом они не превышают модельного значения для PUM, за исключением перидотитов из мантии Карельского кратона, где хотя и редко, но встречаются перидотиты, характеризующиеся величиной $^{187}Os/^{188}Os$ отношения до 0,1423 (*Peltonen, Brüggmann*, 2006). Мантийные перидотиты кратонов Каапваальский (включая Лесото, Матсоку), Вайоминг, Северо-Американский характеризуются в основном более низкими значениями $^{187}Os/^{188}Os$ (<0,117) по сравнению с перидотитами из мантии Карельского и Сибирского кратонов (преимущественно от 0,111 до 0,1296). В перидотитах мантии Северо-Китайского кратона значения $^{187}Os/^{188}Os$ отношения находятся в пределах от 0,116 до 0,129. Исключение составляют перидотиты региона Фукиа, в которых отношение изотопов осмия колеблется от 0,106 до 0,115 (*Zhang et al.*, 2008). Особенностью Re-Os изотопной системы перидотитов Северо-Китайского кратона является и низкое значение $^{187}Re/^{188}Os$ отношения (от 0,01 до 0,65) по сравнению с мантией других кратонов, где оно достигает 2,0 (табл. 10). Следует отметить, что это значение близко к рассчитанному первичному (для возраста 4,56 млрд лет) значению $^{187}Re/^{188}Os$ отношения в хондрите: 0,422 (*Walker et al.*, 1989; *Pearson*, 1999). На корреляционных диаграммах Nb — Nb/Ta и Zr — Zr/Hf (рис. 71) точки мантийных перидотитов Северо-Китайского кратона (Лонганг) находятся в области, близкой по составу к хондриту CI. Точки же перидотитов из мантии Каапваальского, Северо-Американского и Сибирского кратонов локализованы в квадрантах, соответствующих содержаниям Nb, Ta, Zr, Hf и отношениям Nb/Ta и Zr/Hf, превышающим таковые в хондрите CI.

В настоящее время трудно сказать, с чем связана установленная неоднородность Re-Os изотопной системы перидотитов субкратонической мантии, особенно это касается мантии Северо-Китайского кратона. Можно предполагать неполную химическую гомогенизацию вещества мантии на стадии «магматического океана» и, соответственно, различную эволюцию состава ^{187}Re - ^{187}Os системы в отдельных участках мантии в течение 4,56 млрд лет (гипотеза 1). Возможно также, что при просачивании сквозь субкратоническую мантию расплавов и флюидов, образующихся при неоднократном парциальном плавлении в более глубоких горизонтах в течение ее длительной эволюции, они могли вызывать изменение изотопной системы в перидотитах верхних горизонтов, обогащая породы рением (гипотеза 2). Нельзя также исключать гипотезу плавления архейских эклогитов,

обогащенных рением и радиогенным осмием, и взаимодействия расплавов/флюидов, образующихся при этом, с деплетированными рением перидотитами и поэтому неравновесными с ними (гипотеза 3). Однако, в случае значительных масштабов такого взаимодействия, присутствие в СКЛМ

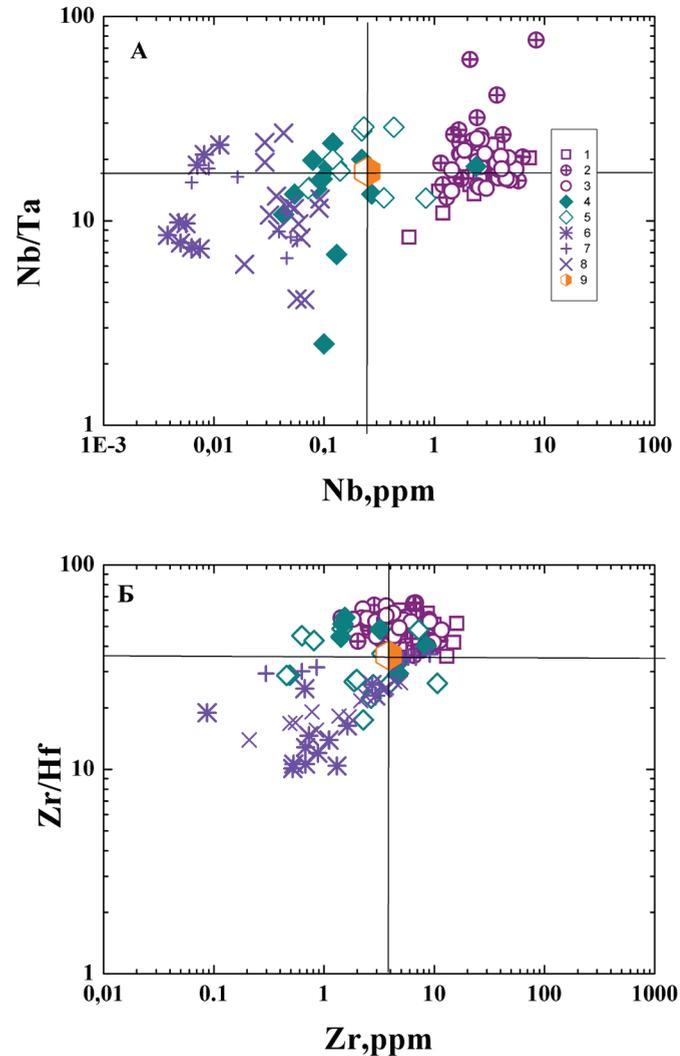


Рис. 71. Диаграммы Nb — Nb/Ta (А) и Zr — Zr/Hf (Б) для ксенолитов перидотитов из мантии кратонов.

1–4: Каапваальский (Gregoire et al., 2003), Северо-Американский (Schmidberger, Francis, 2001), Сибирский (Ionov et al., 2010; Goncharov et al., 2012a), Северокитайский кратон, Лонганг (Wu et al., 2003) соответственно), Хинган-Монгольского складчатого пояса (5: Вангжинг (Wu et al., 2003)), и абиссальных перидотитов орогенических массивов в альпидных складчатых поясах (6–8: Балмуссио (Weyer et al., 2003), Рондо (Lenoir et al., 2001), Хороман (Takazawa et al., 2000) соответственно). 9 — хондрит CI (Palme, O'Neill, 2003

перидотитов со значениями $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, превышающими таковые в PUM, было бы нередким, особенно в мантии кратонов, где наряду с перидотитами присутствуют эклогиты, характеризующиеся, как указывалось выше, высоким содержанием Re и низким Os. Наиболее вероятной представляется вторая гипотеза. Как было показано ранее (Глебовицкий и др., 2005; 2007; 2009; Вревский и др., 2010; Goncharov et al., 2012a; 2012b; Nikitina et al., 2016), процессы плавления в СКЛМ протекали в различных термодинамических условиях (T, P, f_{O_2}) и проявлялись с различной интенсивностью, что и обусловило вариации как состава реститовой мантии, так и образующихся при этом расплавов, от щелочных базальтов до коматиитов. Естественно ожидать, что варьирующий состав расплавов/флюидов мог вызывать различные, но все-таки ограниченные изменения состава ^{187}Re - ^{187}Os системы неравновесных с ними перидотитов.

3.1.4.3. «Стабильность» изотопного состава Re-Os системы в перидотитах континентальной литосферной мантии, подстилающей разновозрастные структуры земной коры

В перидотитах складчатых поясов, обрамляющих архейские кратоны, и рифтогенных структур в пределах кратонов, а также в перидотитах орогенических массивов в альпидных складчатых поясах отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ не превышает значения в PUM. Пределы значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ отношения в перидотитах мантии складчатых поясов, более поздних относительно кратонов (возраст от раннепротерозойского до позднепротерозойского-фанерозойского), близки к таковым в мантийных перидотитах Сибирского и Северо-Китайского кратонов. В перидотитах рифтогенных структур $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ отношение колеблется от 0,105 до 0,125, охватывая практически весь интервал значений, свойственных перидотитам субкратонической мантии, и для этих перидотитов также не установлены значения выше PUM. Носителями ксенолитов мантийных перидотитов (преимущественно шпинелевые лерцолиты и гарцбургиты) в этих структурах являются не кимберлиты, а щелочные базальты. Можно предполагать, что зарождение магм щелочных базальтов происходило в глубинных зонах субконтинентальной литосферной мантии и даже в астеносферной мантии, граница между которыми, по крайней мере в рифтогенных зонах, находится на существенно меньших глубинах, чем в субкратонической мантии (Zorin et al., 1990; Petit, Diverchere, 2006). Во всяком случае, это опять-таки указывает на незначительные масштабы химического взаимодействия перидотитов с расплавами или флюидами, образующимися при их парциальном плавлении, даже в условиях высоких температур и давлений.

3.1.5. Заключение

Постоянство изотопных отношений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в перидотитах мантии, которая подстилает разновозрастные тектонические структуры земной коры континентов, с одной стороны, и сохранность в эклогитах архейского возраста высоких значений $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, свойственных базальтам океанической коры — с другой, свидетельствуют о слабом изменении изотопного состава Re-Os системы в течение длительного времени (миллиарды лет) в этих породах. Присутствие в СКЛМ неравновесных между собой по изотопному составу рассматриваемой системы перидотитов и эклогитов архейского возраста говорит о чрезвычайно низкой скорости обменных реакций изотопами Re и Os между ними. Однако именно эти особенности изотопного состава Re-Os системы определяют ее возможности как трассера процессов рециклинга корового материала в мантию.

Очевидна необходимость дальнейших исследований Re-Os систематики перидотитов, эклогитов и пироксенитов в субкратонической мантии с учетом термальных и окислительно-восстановительных условий их образования и глубины залегания в мантии, а также экспериментального изучения обменных реакций изотопами Re и Os между породами ультраосновного и основного состава.

3.2. ПЕРИДОТИТЫ В ПАЛЕОАРХЕЙСКИХ ОРТОГНЕЙСАХ ПОБУЖСКОЙ ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВОЙ ОБЛАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА, ГЕНЕЗИС

Древнейшие ассоциации пород кратонов немногочисленны и, несмотря на полученные в последнее десятилетие данные (*Earth's...*, 2007), их изучение остается актуальной задачей. Среди этих ассоциаций преобладают тоналит-трондьемиты, и лишь в нескольких структурах обнаружены ультраосновные породы. Ультрамафиты архея дают сведения о составе древней мантии, а также являются важным звеном для разработки геодинамических моделей формирования ранней коры. Информация об архейских ультрамафитах крайне мала и фрагментарна, хотя именно в этот период была сформирована большая часть коры архейских кратонов. Недостаточность данных об ультрамафитах частично связана с тем, что эти породы, как правило, сильно преобразованы, что затрудняет установление их исходного геологического положения и первичной природы. Это особенно актуально для гранулитогнейсовых областей, характеризующихся длительной и сложной эволюцией.

Побужская гранулитогнейсовая область (ПГГО) является частью Днестровско-Бугской провинции Украинского щита (УЩ) (рис. 72, врезка). Древнейшие породы ПГГО, представленные гнейсоэндробитами

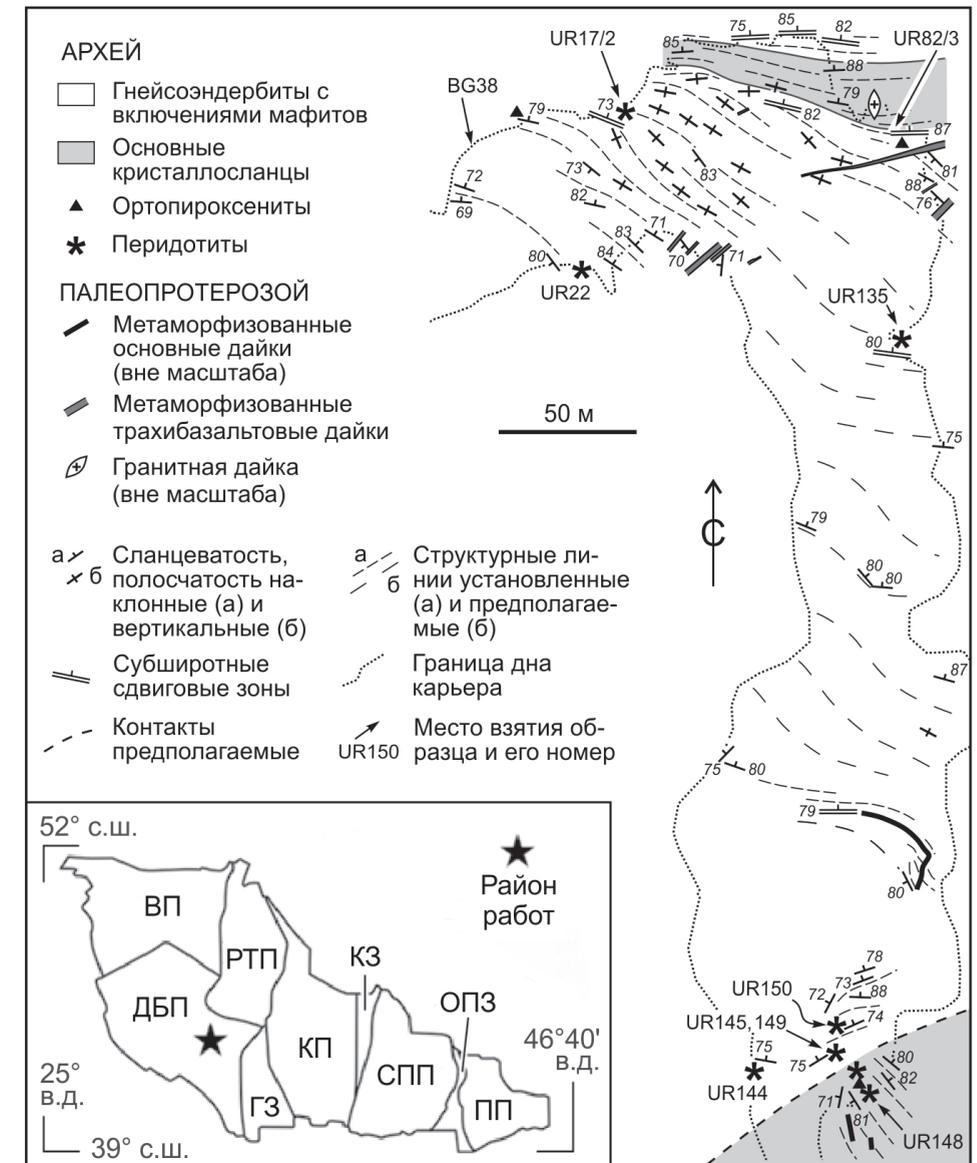


Рис. 72. Схема геологического строения изученного участка (Одесский карьер). На врезке: схема тектонического строения Украинского щита и местонахождение участка работ (показано звездочкой); провинции: ВП — Волынская, ДБП — Днестровско-Бугская, КП — Кировоградская, ПП — Приазовская, РТП — Росинско-Тикичская, СПП — Среднеприднепровская; шовные зоны: ГЗ — Голованевская, КЗ — Криворожская, ОПЗ — Орехово-Павлоградская

с включениями основных, ультраосновных пород и метаосадков, слагают юго-восточную часть ПГГО, где они вскрыты серией карьеров: Гайвороновским, Завальевским, Одесским, Казачий Яр, Кошаро-Александровским. Характерной особенностью ПГГО является многократность геологических процессов на протяжении почти 2 млрд лет, происходивших на одной территории, что было продемонстрировано, например, при расшифровке геологической истории одного образца из Одесского карьера (Lobach-Zhuchenko et al., 2016).

Данная работа посвящена результатам минералого-геохимического изучения включений ультраосновных пород Одесского карьера, имеющих длительную геологическую историю формирования (Лобач-Жученко и др., 2013; Claesson et al., 2015; Lobach-Zhuchenko et al., 2016). Целью работы являлось установление природы включений перидотитов, что необходимо для реконструкции истории формирования ПГГО. В связи с этим главной задачей была систематизация и типизация включений перидотитов, основанная на их геологических характеристиках, химическом и минералогическом составе. При характеристике минерального состава большее внимание уделено ранним, преимущественно магматическим, ассоциациям.

3.2.1. Геологическая обстановка

Карьером вскрыты интенсивно огнейсованные и местами мигматизированные гнейсоэндрбиты (рис. 72). В северной части карьера в гнейсоэндрбитах наблюдается протяженное линзообразное тело кристаллосланцев с резко подчиненными прослоями метаосадочных пород (Балтыбаев и др., 2014; Лобач-Жученко и др., 2014а; 2014б).

В гнейсоэндрбитах установлены три этапа деформаций, приведших к их гнейсификации, полосчатости и мигматизации. При наиболее ранних деформациях образовалась крутая субмеридиональная гнейсовидность. Породы с такой гнейсовидностью характеризуются наиболее древними $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастными циркона: например, это обнажение UR15 в карьере Казачий Яр (проба C10U04, Claesson et al., 2015), обн. UR.22/1 (Лобач-Жученко и др., 2011), обн. UR132 (Lobach-Zhuchenko et al., 2016). Последующие деформации привели к формированию субширотных — запад-северо-западных плоскостных структур, близких к вертикальным, и пологой минеральной и агрегатной линейности. В северной части карьера наблюдается зона пластического сдвигового течения, отражающая эти деформации (рис. 72). Наложение субширотных структур на субмеридиональные проявлено отчетливо и задокументировано (Lobach-Zhuchenko et al., 2016).

Время образования субширотных структур оценивается U-Pb датированием циркона из ортопироксенита (рис. 73), а также по возрасту циркона из лейкосомы в сдвиговой зоне (неопубликованные данные авторов) как ~2,8 млрд лет. Деформации привели к фрагментации и метаморфизму ряда включений: ортопироксенита с возрастом магматической кристаллизации 3,3 млрд лет (Лобач-Жученко и др., 2017а), а также гарцбургита-ортопироксенита, рассмотренного ниже. Для некоторых ультрамафитов методом TIMS ранее был получен возраст 2,70 и 2,72 млрд лет (Степанюк, 1996).

Процессы, имевшие место ~2,8 млрд лет назад, отразились на перестройке U-Pb системы многих зерен циркона гнейсоэндрбитов ПГГО,

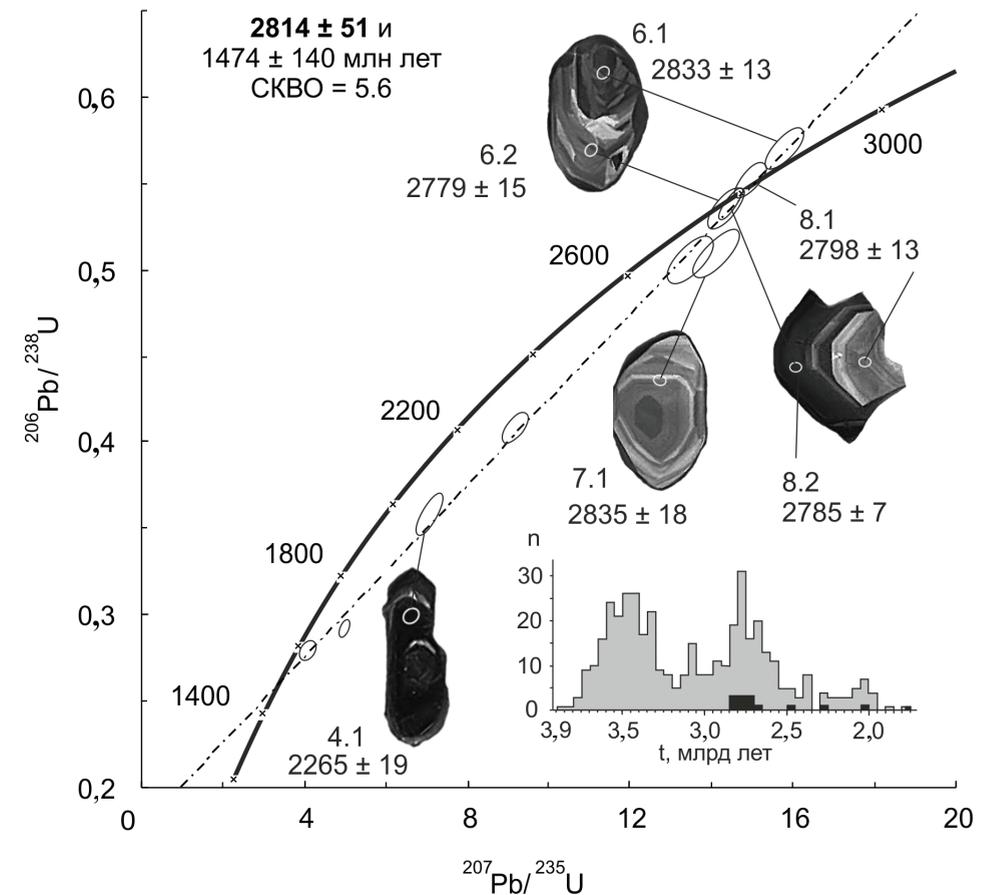


Рис. 73. U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из ортопироксенитовой части гарцбургитовой линзы (образец UR17/2-3). На врезке: гистограмма U-Pb SIMS возрастов ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) для эндрбитов Побужского комплекса (литературные и неопубликованные данные авторов). При построении гистограммы использованы значения возраста с дискордантностью менее 10 %, черным цветом показаны возрастные данные для циркона из образца UR17/2-3

в результате чего на гистограмме U-Pb значений присутствует отчетливый пик 2,8 млрд лет (Лобач-Жученко и др., 2017б). Породы с субширотной гнейсовидностью рассечены жилой пегматоидного гранита с возрастом ~2,0 млрд лет (Степанюк и др., 2013). В центральной части карьера располагается серия даек высоко-К метаандезитобазальтов, имеющих северо-восточное простирание, возраст которых 1,99 млрд лет (Степанюк и др., 2013). Заключительные деформации проявились локально и связываются с деформационно-метаморфической переработкой пород ~ 2,0 млрд лет назад.

Морфология и залегание включений ультрамафитов. Перидотиты встречаются в гнейсоэнтербитах и реже кристаллических сланцах в виде включений размером от первых десятков сантиметров до первых метров. По составу и строению они разделены на три типа.

Первый тип объединяет шпинельсодержащие серпентинизированные (обн. UR22) и амфиболизированные (обн. UR145) гарцбургиты. Серпентинизированные гарцбургиты UR22 слагают в гнейсоэнтербитах близкое к изометричному тело до 9 м в поперечнике и разбиты многочисленными трещинами, заполненными карбонатом. Северо-восточный и юго-западный контакты этого тела параллельны северо-западной (СЗ 320°) гнейсовидности и полосчатости вмещающих гнейсоэнтербитов, круто падающих к юго-западу. В зоне северо-восточного контакта гарцбургиты сильно раздроблены и изменены. Вдоль юго-западного контакта расположена маломощная дайка метабазита (амфибол-пироксен-гранатовый гранулит). В центре тела гарцбургиты прорываются другой маломощной (~10 см) дайкой метабазита, также метаморфизованной в гранулитовой фации.

Шпинельсодержащие гарцбургиты UR145 образуют тело размером около 3×2 м, которое залегает в кристаллических сланцах, круто падающих на ЮЗ 225°. Единственный обнаженный контакт этого тела круто падает на ЮЮЗ 290°, т. е. он не параллелен сланцеватости в кристаллосланцах. Таким образом, перидотиты 1-го типа кристаллизовались до наиболее ранних деформаций, приведших к развитию плоскостных структур субмеридионального простирания.

Ультрамафиты второго типа слагают обн. UR17/2 и UR135. В обн. UR17/2 они представлены шпинельсодержащими флогопитовыми гарцбургитами, которые слагают линзовидное тело размером 0,5×5,5 м, вместе с вмещающими гнейсоэнтербитами круто падающее к ССВ и интерпретируемое как фрагмент будинированной дайки в свдиговой зоне пластического течения субширотного простирания. Линза имеет зональное строение, ее краевая часть (шириной до 10 см) сложена флогопитовым ортопироксенитом (рис. 74). Таким образом, включение UR17/2 было образовано одновременно с деформациями второго этапа и появлением субширотных плоскостных структур.

В обн. UR135 ультрамафиты залегают в гнейсоэнтербитах и слагают несколько фрагментов, скорее всего, ранее представлявших единое тело. Наиболее крупный фрагмент имеет пластинообразную форму шириной <1 м. Вместе с гнейсоэнтербитами он смят в складку с шарниром, погружающимся на СЗ под углом 70°. Таким образом, это включение, отнесенное ко 2-му типу, испытало сильные деформации. По минеральному составу породы 2-го типа отвечают амфиболизированным лерцолитам.

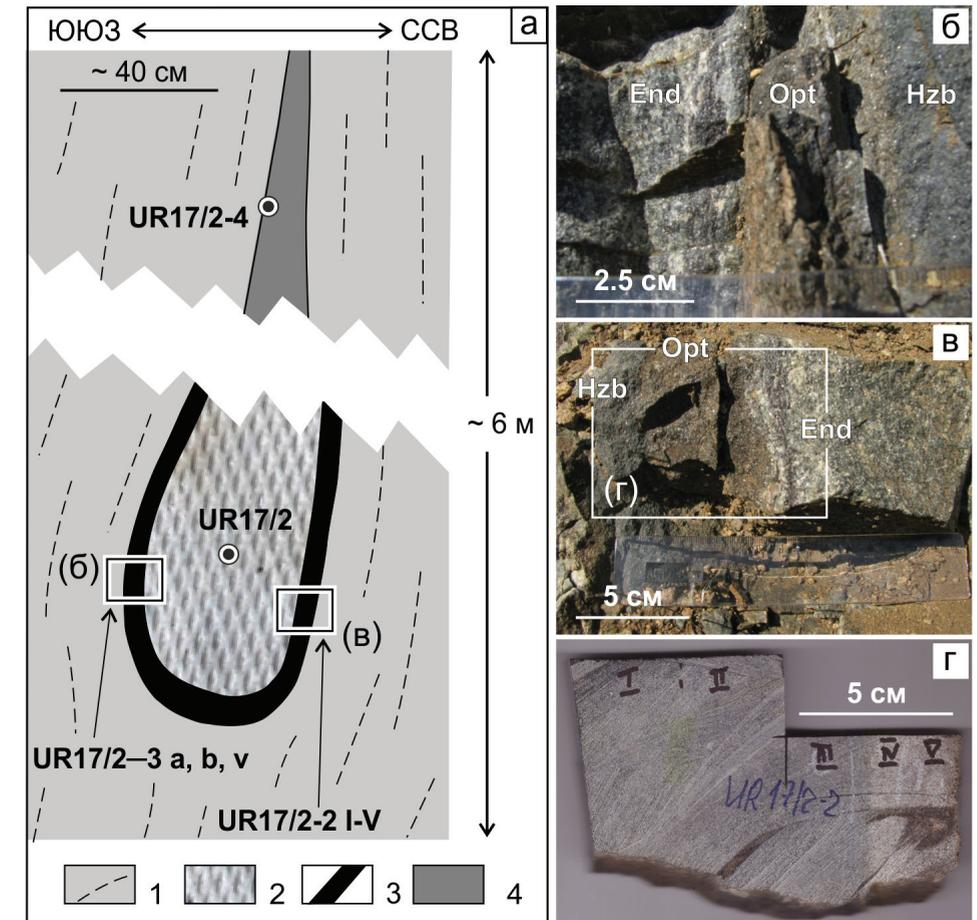


Рис. 74. Обнажение UR17/2 (вертикальная стенка) и соотношения различных типов пород.

а — схема строения будины UR17/2 с номерами изученных образцов: 1 — гнейсоэнтербит, 2 — шпинельсодержащий Phl гарцбургит, 3 — кайма Phl ортопироксенита, 4 — Pl-Prg ортопироксенит (метаморфизованный ультрамафит). б и в — фотографии ЮЗ и СВ контактов включения с гнейсоэнтербитом; г — деталь контакта гарцбургита (I–III) и ортопироксенита (IV–V). Hzb — шпинельсодержащий Phl гарцбургит, Opt — Phl ортопироксенит, End — гнейсоэнтербит

К третьему типу отнесены ультрамафиты, изученные в обн. UR148, UR149 и UR150. Наиболее крупное включение (обн. UR148) представляет собой пластину, которая имеет сложное строение (рис. 75). Большая часть включения сложена шпинельсодержащими амфиболизированными лерцолитами (UR148/1), оливин-флогопитовыми ортопироксенитами (S21) и шпинельсодержащими гарцбургитами (UR148/2), которые сменяются шпинельсодержащим амфиболизированным флогопитовым вебстеритом (S22). Ультрамафиты содержат «пластину» мощностью до 0,5 м, сложенную гнейсотрондьемитом (S20, рис. 75). Крупнозернистый вебстерит слагает также линзу (UR148), расположенную в верхней части обнажения (рис. 75). Наблюдаемая полосчатость определяется, по-видимому, разной степенью амфиболитации, возможно отражающей магматическую расслоенность. Полосчатость круто падает к СВ 60° и параллельна как контактам тел, так и гнейсовидности во вмещающих породах. Включение UR148, вероятно, близко по времени к этапу ранних деформаций, судя по единой ориентировке внутреннего строения и контактов.

К северу от обн. UR148 (рис. 72), в гнейсоэндербите в полосе шириной около 20 м, сланцеватость в которой под углом ~45° падает на северо-запад, располагается серия мелких (от 0,5 до 2,0 м) изометричных включе-

ний, сложенных шпинель-чермакитовыми ортопироксенитами (UR149) и шпинель-чермакит-оливиновыми ортопироксенитами (UR150). Возможно, они являются фрагментами более крупных и сложных включений. Очевидно, что их становление имело место ранее, чем деформации третьего этапа, в результате которых были образованы узкие зоны рассланцевания северо-восточного простирания.

3.2.2. Петрография перидотитов и связанных с ними пород

Перидотиты 1-го типа (включение UR22) представлены в различной степени серпентинизированным Sp-гарцбургитом. Часть включения сложена крупнозернистой породой, состоящей из Ol, Орх, Spl (табл. 15); вторичные — Amph, Srp, Mag, Нем, Сrb. Часть включения сложена среднезернистой породой с листоватой, гранобластической структурой, состоит из Ol, Орх, Spl, Phl, Amph. На рис. 76, а виден характер серпентинизации гарцбургита; значительная карбонатизация породы проявлена образованием мелких зерен доломита в матрице и заполнением кальцитом многочисленных трещин (рис. 76, б).

Часть зерен амфибола образует крупные (>300 мк) зерна, замещающие пироксены; при этом последние также могут замещаться серпентином и хлоритом. Небольшие таблитчатые зерна флогопита (талк?) расположены по границам зерен оливина, полностью замещенных серпентином.

Включение гарцбургита UR22/1 сечется дайкой, сложенной двупироксеновым гранулитом с составом: Di, Нур, Prg, Bt, Qtz, Pl с небольшими каймами амфибола вокруг пироксенов.

Перидотиты 2-го типа представлены включением UR17/2 (рис. 74). Центральная часть сложена шпинельсодержащим флогопитовым гарцбургитом (UR17/2, UR17/2-2I, UR17/2-2 II, UR17/2-2III на рис. 74). Узкая кайма на границе с гнейсоэндербитом сложена Phl ортопироксенитом (UR17/2-3а, 17/2-2 IV, 17/2-2V), а верхняя, выклинивающаяся часть полностью метаморфизована и сложена Prg-Pl ортопироксенитом (UR17/2-4). На контакте гарцбургита и ортопироксенита имеет место серпентинизация, идущая по ориентированной системе трещин. Phl ортопироксенит — это среднезернистая порода, грано-лепидобластическая, в которой Орх>Срх; Срх составляет менее 5%. Пироксены — бесцветные, образуют полигональные зерна. У Орх также наблюдаются крупные блочные зерна и зерна с полосами деформации. В небольшом количестве присутствует амфибол (табл. 15).

Включение UR 135 сложено амфиболизированным лерцолитом (UR 135, UR 135/2), имеет гранобластовую структуру; главные минералы: Ol, Орх, Срх, Amph (Mg-гастингсит), акцессорные: Mag, Ap, Пm, вторичные:

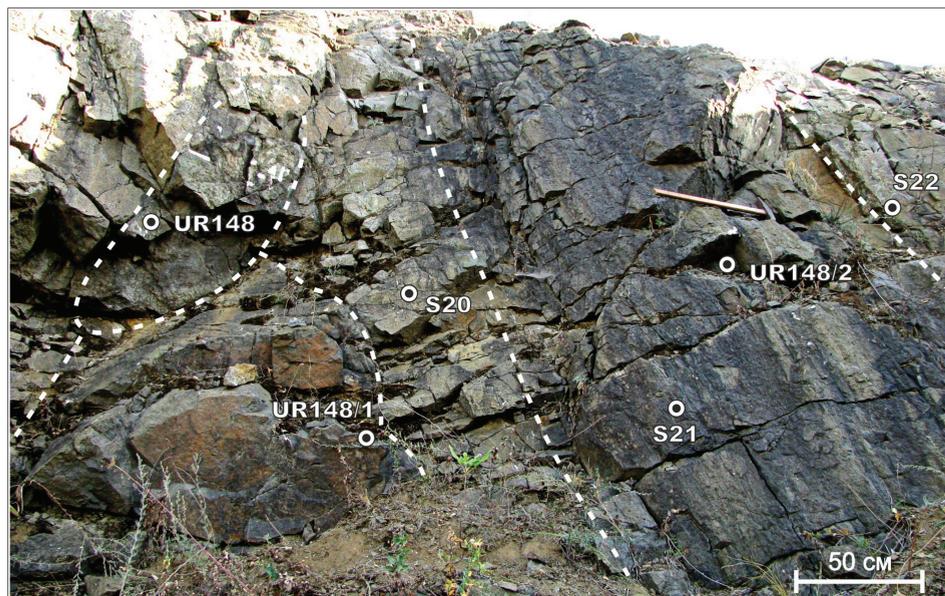


Рис. 75. Фотография обнажения UR148 и места отбора образцов.

UR148 — вебстерит, UR148/1 — шпинельсодержащий лерцолит амфиболизированный, UR148/2 — шпинельсодержащий гарцбургит амфиболизированный, S20 — гнейсотрондьемит, S21 — шпинельсодержащий Ol-Phl ортопироксенит амфиболизированный, S22 — шпинельсодержащий Phl вебстерит амфиболизированный

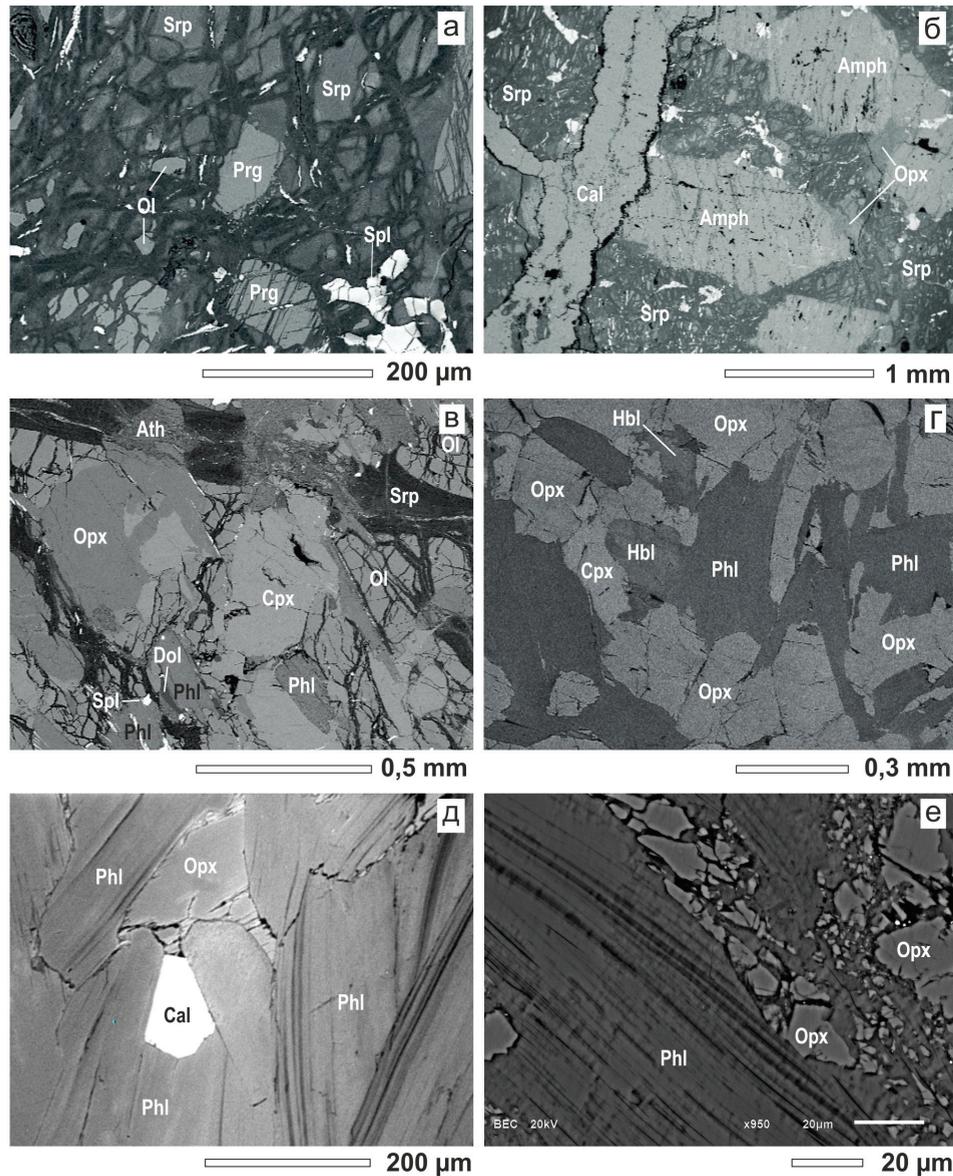


Рис. 76. BSE микрофотографии ультрамафитов: шпинельсодержащий гарцбургит UR22/6: а — серпентинизация породы с замещением пироксенов и амфибола, б — карбонатный прожилок, секущий мелкозернистую, преимущественно состоящую из серпентина матрицу и крупные зерна амфибола с реликтами ортопироксена. Шпинельсодержащий Phl гарцбургит UR17/2: в — гарцбургит с редкими зонами серпентинизации; ортопироксенит UR17/2: г — развитие Amph и Phl по пироксенам (UR17/2-2а); д — участок, обогащенный флогопитом; е — зоны перекристаллизации Орх и Phl (UR17/2-3а). Изменение флогопита идет по ориентированной системе трещин, которые заполнены продуктами изменения, обогащенными железом

Phl, Carb, Srp, Ged; отличается от UR17/2 сильной амфиболизацией и отсутствием шпинели.

Перидотиты и ультрамафиты 3-го типа представлены включением UR148 (рис. 75), и, предположительно, к этому типу отнесены два небольших включения UR149 и UR150. Лерцолит (UR148/1, рис. 75) имеет гранобластовую структуру, состав: Ol, Срх, Орх, Ed, акцессорные: Spl, Mag, Dol, Sulf, Fe-Chr (рис. 77, а; табл. 15). В оливине по системе тонких трещин развивается волокнистый серпентин, доломит и магнетит. Эденит образует крупные, преимущественно ксеноморфные зерна, скорее всего, он находится в равновесии с Ol и пироксенами. Более поздний амфибол замещает по краям пироксены. Сульфиды — Ru, Po, Pn. Вебстерит (UR148, рис. 75; табл. 15) имеет гиганто-крупнозернистую, гипидиоморфнозернистую структуру. Зерна пироксенов (0,5–2 см) разбиты на мелкие домены. Текстура — массивная. Состав: Орх, Срх, немного Ed, акцессорные: Phl, Act, Pl, Qtz, Ру, Ро, Chr. Ортопироксен (#mg 74–76) образует таблитчатые, слегка вытянутые зерна, где видны полосы деформации, и содержит вростки или ламели распада Срх, который также образует небольшие самостоятельные зерна. Амфибол — Hbl-Ed — светло-болотнозеленый, замещает по краям пироксены. По трещинкам и границам зерен совместно с актинолитом развивается Phl. В интерстициях встречаются мелкие ксеноморфные зерна Qtz и Pl (An 43). Spl-Ts гарцбургит (UR148/2, рис. 77; табл. 15) имеет лепидогранобластовую структуру и полосчатую текстуру, обусловленную развитием полос богатых амфиболом, ориентированных параллельно сланцеватости и границам включения. Состоит из Ol, Орх, Ts, Spl, акцессорные: Phl, Sulf, Mag, Crb. Крупные кристаллы оливина разбиты сетью трещин, заполненных Srp, Crb и Mag. Орх образуют пятнообразные скопления зерен и сростки с чермакитом. Более ранний амфибол представлен как крупными (до 1 мм) зернами паргасита, так и слегка менее щелочными зернами чермакита в сростках с Орх. По границам зерен Ts и Pgs развивается Hbl-Ed. Phl образует единичные редкие светло-желтые чешуйки в трещинах и по краям Ts, Pgs. Spl (плеонаст) — буро-зеленая, глиноземистая, образует ксеноморфные неправильной формы зерна разного размера, по трещинам замещается Mag, редко встречаются сростки с сульфидами. Phl вебстерит имеет лепидогранобластовую структуру, сложен Орх, Срх и Phl, немного Amph, акцессорные; Sulf (срастания Ру, Pn и Ср), Dol. Ультрамафиты 3-го типа в сравнении с 1-м типом значительно слабее серпентинизированы и более интенсивно амфиболизованы.

Породы UR150 и UR149 по минеральному составу отвечают шпинельсодержащим амфиболизованным ортопироксенитам. UR150 имеет нематогранобластовую структуру, сложен примерно в равных соотношениях

Орх и Ts, Ol занимает подчиненное положение, акцессорные: Phl, Spl, Crb, Mag. Ol представлен некрупными ксеноморфными сильно трещиноватыми зернами, часто зажат между зернами Орх и Ts, что свидетельствует о их одновременной кристаллизации (табл. 15; рис. 77, *з*). Замещается по трещинам Ath-Srp-Dol агрегатом с Mag вкрапленностью. Орх образует округлые и ксеноморфные зерна. Наиболее ранний амфибол представлен чермакитом, образует таблитчатые зерна. Spl — образует мелкие округлые зерна, встречается в виде включений в Орх и Ts, образует сростки с Dol и Mag. Phl образует редкие мелкие чешуйки по трещинкам и границам зерен.

UR149 имеет нематогранобластовую структуру, сложена Ol, Орх, Срх, Ts, Spl, акцессорные: Mag, Py, Pn, Dol, вторичные: Hbl, Srp, Ath. По сети трещин происходит интенсивное замещение оливина Srp, Crb и Mag (табл. 15; рис. 77, *в*), пироксенов волокнистым агрегатом Srp-Ath-Ged состава, а шпинели — магнетитом. Spl (плеонаст) — буро-зеленая, образует округлые и неправильные зерна разного размера в межзерновом пространстве, реже мелкие включения в Ol, встречаются сростки с сульфидами и карбонатом, по трещинам замещается Mag. Наиболее ранний амфибол пред-

ставлен чермакитом, образует таблитчатые зерна, сечется общей системой трещин, иногда замещается по краям Hbl-2.

3.2.3. Состав минералов

Электронно-микроскопическое изучение минералов выполнено в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Большая часть измерений проведена на растровом сканирующем электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (Jeol Ltd) при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе 1,5 нА с ZAF-методом коррекции матричных эффектов. В качестве стандартных образцов использовались для: Si, Mg, Fe — оливин, Al — керсутит, Ca — диопсид, Na — жадеит, K — ортоклаз, Mn — спессартин, Ti — TiO, Ni и Cr — металлы. Ряд измерений выполнен на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8230 (Jeol Ltd) с двумя волнодисперсионными спектрометрами, использовались кристаллы TAP, LIF, PET. Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда на цилиндре Фарадея 300 нА. Поправки на матричные эффекты рассчитывались методом ZAF. Использованы стандарты для рентгеновского микроанализа M.A.C. Ltd: оливин (Si и Mg), оливин-гортонолит (Fe), ортоклаз (Al), диопсид (Ca), спессартин (Mn), TiO, чистые металлы Cr и Ni.

Ассоциации минералов перидотитов и связанных с ними пород даны в табл. 15.

Оливин является главным минералом всех типов перидотитов (табл. 15). Он имеет высокое содержание Fa (от 14–15 до 17 %). В разных типах перидотитов наблюдаются небольшие вариации: максимальное содержание Fo в оливине (86–87 %) включений UR150 и UR 17/2, минимальное (до 82) в оливине из пород включения UR148 и лерцолита UR135, содержание Fa в последнем 24–25 % (табл. 16).

Содержание Fo в Ol из мантийных перидотитов обычно находится в пределах 89–92 (Herzberg et al., 2016). Большинство мантийных ксенолитов, представляющих субконтинентальную архейскую мантию, содержат Ol₉₀₋₈₉ (Pearson et al., 2003). Повышенная железистость оливинов из ультрамафитов Одесского карьера характерна и для других объектов Украинского щита. Высокую железистость (Fo = 80–86) имеют оливины из палеопротерозойских многофазных интрузий западной части УЩ (Щербаков, 2005), а также, за исключением нескольких серпентинитов, из мезоархейских интрузий Приднепровья (Самборская и др., 2007; Семеновко и др., 1979; Бурицева и др., 1976). По обобщениям, сделанным для всего УЩ, среднее содержание Fa в оливинах из гипербазитов составляет 12,9 (Ильвицкий, Колбанцев, 1968; Фомин и др., 1980).

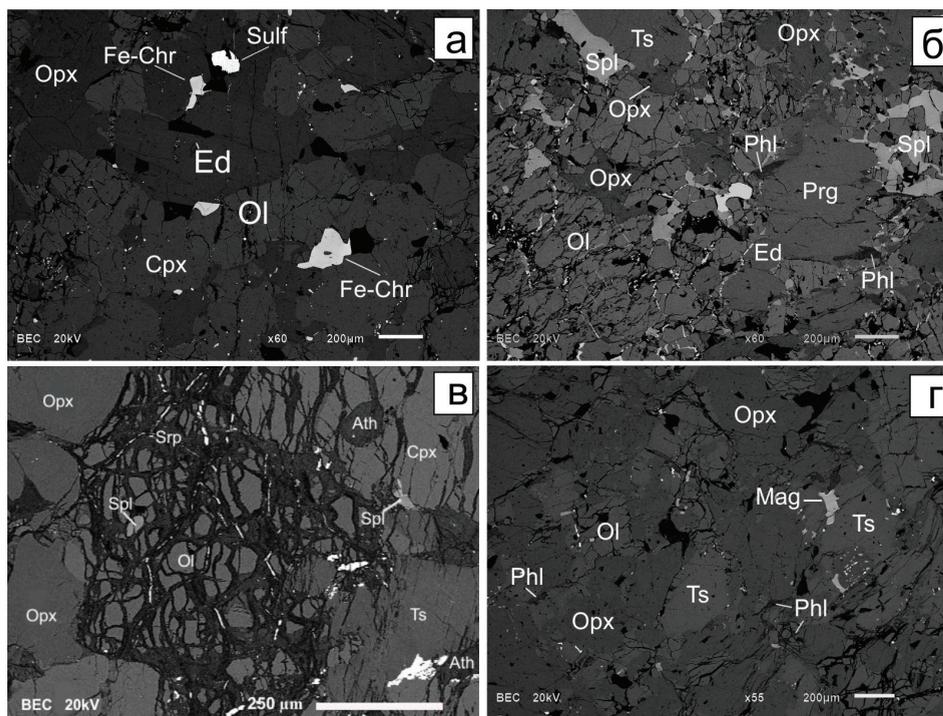


Рис. 77. BSE микрофотография ультрамафитов третьей группы.

а, б — развитие амфиболов и других водосодержащих минералов по оливин-пироксеновому парагенезису в лерцолите (UR148/1) и гарцбургите (UR148/2), в, г — в ортопироксенитах UR149 и UR150

Многочисленными экспериментальными работами показано, что отношение Fe/Mg в оливине положительно коррелирует с этим отношением в породе, обратно коррелирует с T (температура), P (давление) и имеет обратную зависимость от фугитивности кислорода (Mysen, 2006; Herzberg et al., 2016 и ссылки в них). В случае перидотитов ПГГО, по-видимому, определяющим в повышенной железистости оливина являются состав породы и пониженная фугитивность кислорода. Повышенная железистость оливинов согласуется с повышенным содержанием в них Mn. Оливины 1-го и 2-го типа перидотитов имеют высокие (1550 г/т) содержания Mn (табл. 16), выше 600–1100 г/т, рассчитанного для РМ (Herzberg, O'Hara, 2002). Только в пр. UR150 (3-й тип) минимальное содержание Mn — 1084 г/т, близко к его содержанию в оливинах РМ.

Содержание хрома в оливинах определяется его содержанием в породе, поэтому содержание Cr₂O₃ в оливине первого типа на порядок выше, чем во втором. Оливин содержит незначительную примесь Ti, Al и Ca. Низкое содержание Ti отличает (помимо морфологии) оливины Одесского карьера от метаморфических оливинов, содержание TiO₂ в которых достигает 0,86 масс % (De Hoog et al., 2010). Рассчитанные коэффициенты распределения — D_{Fe}^{ol-m} = 1,24, D_{Mn}^{ol-m} = 1,11 отвечают очень низкой f_{O₂} (Mysen, 2006).

Особенностью состава оливина является высокое содержание в нем никеля. D_{Ni}^{ol/m} уменьшается с увеличением в расплаве MgO и увеличивается при повышении T и P, т. е. имеет место противоположная тенденция, поскольку повышение T и P ведет к увеличению в расплаве содержания MgO. Эволюция содержания Ni в оливине в породах, изменяющихся от базальтов МОРБ до перидотитов, рассчитанная для магнезиальности расплава 0,89, показана на рис. 78. Оливины из перидотитов 1-го типа имеют наиболее низкие содержания Ni, а второго типа (UR17/2 и UR135) — высокие и самые высокие содержания в оливине из ортопироксенита UR150 (рис. 78; табл. 16). При сравнении с ортопироксенами мантийных ксенолитов и фанерозойских орогенных лерцолитов оливины имеют повышенную железистость: его состав у неизмененных перидотитов 1-го и 2-го типов находится в интервале En₈₆₋₈₄ Fs₁₄₋₁₅ Wo_{0-0,01}.

Ортопироксен из перидотитов 2-го типа имеет состав: En₈₅₋₈₀ Fs₁₄₋₂₀ Wo_{0-0,01}, при этом в ортопироксените UR17/2 магнезиальность орх ниже, чем в гарцбургите, и равна 80 (табл. 17). В верхней части линзы UR17/2, сложенной плагиоклаз-паргаситовым ортопироксенитом, Орх представлен гиперстеном с содержанием SiO₂ 50–52 вес. %, в то время как в магматических ортопироксенах содержание SiO₂ варьирует от 55,2 до 56,97 вес. %. (табл. 17). Орх породы UR150 имеет повышенное содержание TiO₂ (табл. 17), характеризуется низким содержанием Al₂O₃, небольшой при-

месью Cr, Ni, Mn. Содержание Ni и Mn различается в разных типах перидотита.

На дискриминационных диаграммах разделения магматических и метаморфических ортопироксенов (Bhattacharya, 1971; Rietmeijer, 1983) ортопироксены из перидотитов и ортопироксенитов располагаются в поле магматических составов, единицы — попадают в зону перехода (рис. 79). Между собой они различаются содержанием глинозема — наименьшим у ультрамафитов включений UR17/2 и UR148 (табл. 17, рис. 79).

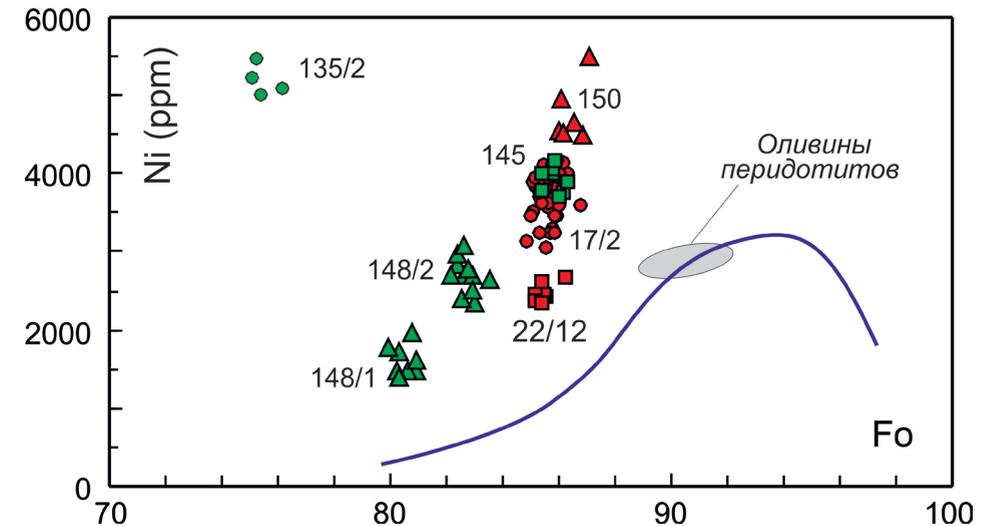


Рис. 78. Положение оливинов из перидотитов на графике Ni — Fo. В правой части рисунка показана линия эволюция содержания Ni в оливине для мантийных пород (Herzberg et al., 2016). В номерах образцов убрана приставка UR

Клинопироксен представлен магнезиальным диопсидом (табл. 17; Morimoto et al., 1988): большая часть клинопироксенов имеет #mg > 90; исключением являются диопсиды из вебстерита UR148, магнезиальность которых варьирует от 85 до 91. Клинопироксены отличаются от клинопироксенов из мантийных ксенолитов (Boyd et al., 1984) низким содержанием Na₂O, а большая часть также пониженным содержанием Al₂O₃. При этом наименьшие содержания Na₂O и Al₂O₃ характерны для Crх из гарцбургитов UR17/2; для них также характерны максимальные содержания Ni и Cr (табл. 17).

Оба пироксена во включении UR17/2, в кайме ортопироксенита, где исчезает оливин, постепенно изменяют свой состав на более железистый: гарцбургит на контакте UR17/2–3v: Орх #mg 88 + Crх #mg 92, в ортопироксените- UR17/2–3а — Орх #mg 79, Crх #mg 88. Состав пироксенов меняется сильно в метаморфизованной части — образец 17/2–4 (табл. 17).

Шпинель присутствует практически во всех типах ультрамафитов. По составу выделяются две группы — высокоглиноземистые и хромистые, обогащенные железом (табл. 18; рис. 80). Повышенная железистость всех шпинелей определяется, так же как для оливина и ортопироксена, повышенной железистостью пород. О влиянии железистости породы на состав шпинели четко указывают шпинели метеоритов (*Schmitz et al.*, 2003). В перидотитах 1-го типа: в зональных зернах, в центре наименее измененного образца UR22/6 и в обр. UR145 преобладает глиноземистая и высокоглиноземистая шпинель. На диаграмме #Cr — #mg (рис. 80) соответствует уровню верхов амфиболитовой-гранулитовой фации в классификации метаморфических шпинелей (*Evans, Frost*, 1975). В краевых частях зональных зерен увеличивается #Cr, уменьшается глиноземистость с постепенным переходом к Al-хромиту (рис. 81, а) и далее к Mag. По соотношению Cr-Fe³⁺-Al отвечают пикотиту-герциниту, а по отношению Fe³⁺/(Fe³⁺Al)-Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) — к плеонасту. Другой тип шпинели присутствует во 2-м типе перидоти-

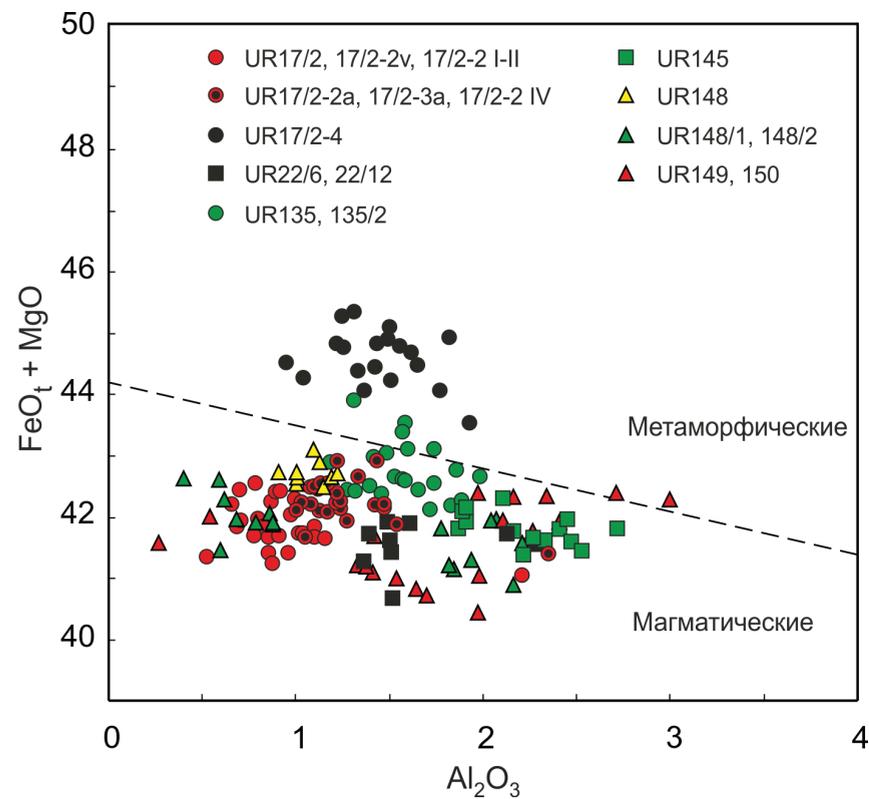


Рис. 79. Положение ортопироксенов на дискриминационной диаграмме Al₂O₃- (FeO+MgO) (*Rietmeijer*, 1983). Практически все ортопироксены находятся в поле магматических пироксенов, в метаморфическом поле — гиперстены из верхней, метаморфизованной части включения UR17/2-4 (рис. 74)

тов. В гарцбургите UR17/2 все шпинели являются низкоглиноземистыми (Al³⁺ = 0,63–0,11). От ранних, представленных включением в оливине (рис. 81, б), а также частями сложных зерен (рис. 81, в), к более поздним — составы шпинели меняются, что видно по соотношению Cr³⁺-Fe³⁺-Al³⁺ от хромита до пикотита, а по отношению Fe²⁺/(Mg + Fe²⁺)-Fe³⁺/(Al+ Fe³⁺) от Fe-пикотита до плеонаста.

Таким образом, при метаморфизме ранней шпинели происходит увеличение роли двухвалентного железа. В отличие от шпинелей перидотитов 1-го и 3-го типов, Spl UR17/2 характеризуется высокими содержаниями TiO₂ (табл. 18) и в целом близка к богатым Ti феррихромитам.

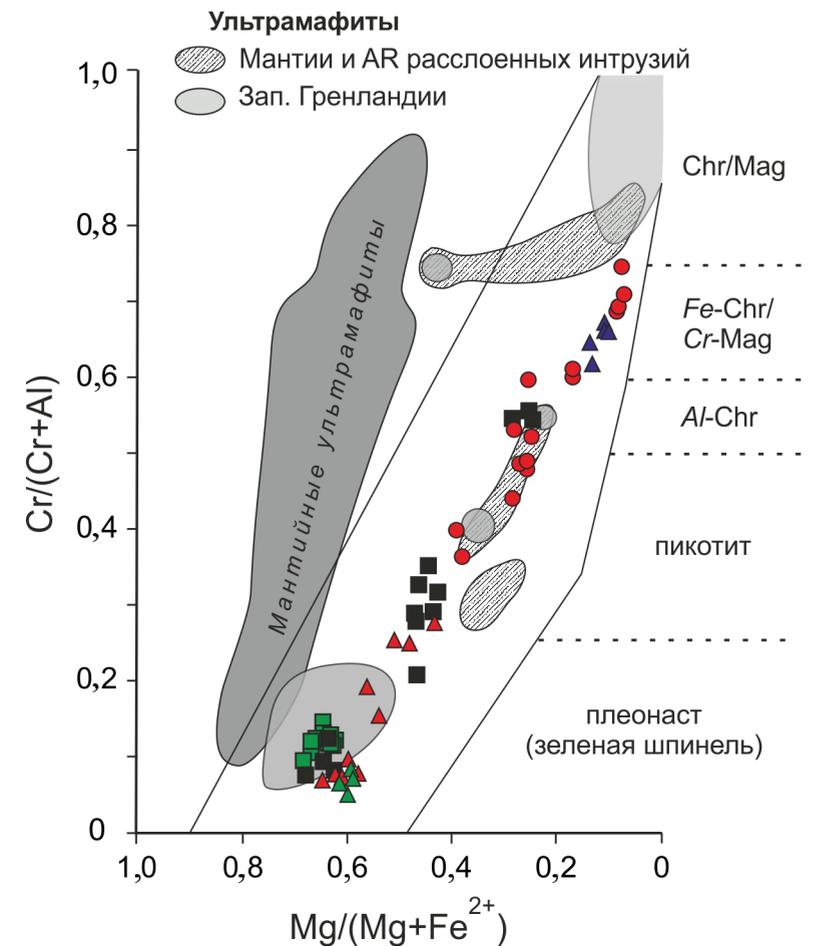


Рис. 80. Диаграмма #mg — #Cr для шпинелей ультрамафитов Одесского карьера. Дополнительно показаны поля палеоархейских метаперидотитов Зап. Гренландии по (*Dymek et al.*, 1988) и архейских расслоенных интрузий и мантийных перидотитов по (*Rollinson*, 2007). Условные обозначения такие же, как на рис. 78 и 79, с дополнением: треугольники синего цвета — хромистые шпинели из обр. UR148/1

В ортопироксенитах включения UR17/2 шпинель отсутствует, что связано, вероятно, с большим содержанием в нем Na_2O (0,44 и 0,1 вес. % соответственно).

В лерцолите UR148/1 шпинель представлена Fe-Chr и имеет однородный состав (#Cr 0,62–0,67, #mg 0,10–0,13) (табл. 18; рис. 81, з). Шпинель находится в парагенезисе с Ed, Ol, Орх и Срх, что указывает на сохранность первичного состава.

В породах UR145, UR148/2, UR149 шпинель представлена плеонастом; формирует крупные и мелкие темно-зеленые ксеноморфные зерна, однородные по составу (#Cr < 0,15, #mg 0,57–0,67). Такой состав шпинели и ее парагенезис с высокоглиноземистым Amph, Орх ± Di ± Ol соответствуют условиям метаморфизма верхов амфиболитовой-гранулитовой фаций (Evans, Frost, 1975). На диаграмме #mg — #Cr (рис. 80) эти шпинели

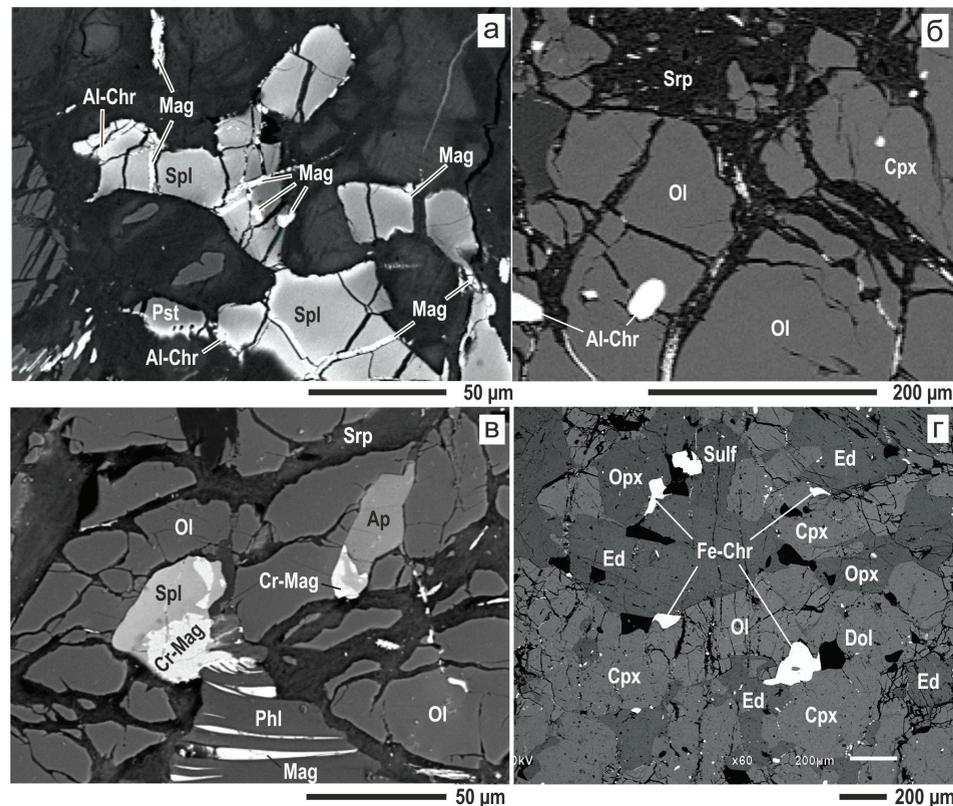


Рис. 81. Микрофотографии шпинелей в перидотитах.

а — зональные зерна плеонаста в шпинельсодержащем гарцбургите UR22; б — включение хромитита в оливине во флогопитовом гарцбургите UR17/2; в — срастание пикотита (Spl) с Cr-магнетитом (UR17/2); г — Fe-хромит в шпинельсодержащем лерцолите UR148/1

перекрываются с полем шпинелей палеоархейских перидотитов Западной Гренландии (Friend, 2002; Rollinson, 2007).

На диаграмме #mg — #Cr все изученные шпинели лежат правее области мантийных составов за счет более высокой железистости и близки шпинелям раннеархейских расслоенных интрузий (Rollinson, 2007). Их повышенная железистость, так же как у оливина и ортопироксена, определяется повышенным (>8 вес. %) содержанием FeOt в породе (см. ниже).

Рудные: сульфиды, оксиды; табл. 19. По составу и содержанию рудных минералов перидотиты значительно различаются. В перидотитах 2-го и 3-го типов в большом количестве присутствуют сульфиды никеля и продукты их изменения, а также в небольшом количестве магнетит, содержащий примесь (до 5–6 вес. %) Cr, Al, Ti. Кроме того, во всех перидотитах при замещении оливина серпентином выделяются тонкие прожилки Mag, не содержащего примесей других элементов. Преобладающим сульфидом является пентландит. Встречаются редкие сростки Pn и Ccp (рис. 82, а).

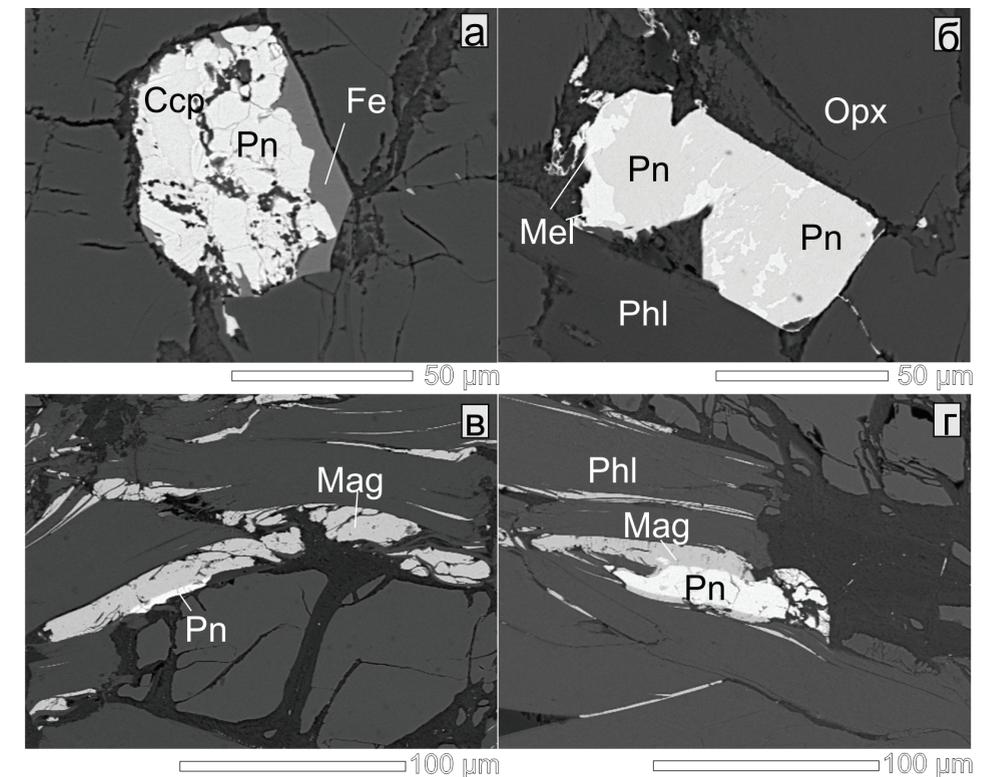


Рис. 82. BSE микрофотографии пентландита.

а — срастание пентландита и халькопиррита, замещение края зерна железом; б — развитие по пентландиту миллерита, в, г — реликты деформированных кристаллов пентландита в магнетите (включение UR17/2)

Состав Pn из гарцбургита и ортопироксенита (включение UR17/2) несколько отличается (табл. 19): Pn ортопироксенита содержит меньше железа и больше никеля. По экспериментальным данным (Kullerud, 1963; Sugaki, Kitakaze, 1998; Kitakaze et al., 2011), соотношение Fe и Ni в пентландите зависит от температуры, и, соответственно, наблюдаемое изменение состава Pn в породах включения UR17/2 отражает более низкую температуру его кристаллизации в ортопироксените в сравнении с гарцбургитом. В ортопироксените наблюдается развитие по пентландиту миллерита (рис. 82, б). В зоне контакта, где сильнее проявлены деформации, наблюдается ориентировка флогопита и деформированных зерен пентландита и миллерита. Ряд зерен Pn и Mel по краям замещены окислами железа или магнетитом (рис. 82, в, г). В ортопироксените встречаются единичные зерна пирита. Наряду с сульфидами присутствуют Cr-Mag и Mag. В лерцолите UR 135 содержится большое количество гидроокислов железа.

Флогопит встречен во всех ультрамафитах, но в значительном количестве (~9 вес. %) присутствует только во включении UR17/2. В сравнении с оливином и ортопироксеном является более магниезильным (табл. 20). Величина #mg варьирует от максимальной (93–94) в обр. UR17/2, промежуточной (~91,5) в UR150 и минимальной (~90,5) в UR148. Имеет место строгая обратная корреляция #mg и FeO. Флогопит из гарцбургитов UR17/2 характеризуется небольшим содержанием TiO₂ (1,32–1,7 вес. %) и Na₂O (0,11 вес. %). Наибольшее содержание Na₂O (0,45 вес. %) имеет флогопит из роговообманкового ортопироксенита UR150. Более высокое (3,23 вес. %) содержание TiO₂ имеет место в биотите из метаморфизованной в гранулитовой фации части включения UR17/2 (обр. UR17/2–4) и обр. UR135/2 (табл. 20).

Содержание в флогопите Cr₂O₃ достаточно однородно за исключением включения UR148, где оно ниже (табл. 20).

По магниезильности, концентрации TiO₂, содержанию Al₂O₃ флогопит данных перидотитов сходен с флогопитом из мантийных нодулей в кимберлитах (Boyd et al., 1984). Присутствие флогопита в мантийных ксенолитах связывается с мантийным метасоматозом. В настоящем случае такое предположение возможно, а отсутствие минералов, типичных для метасоматизированной мантии, может определяться типом метасоматоза, а именно криптометасоматозом мантии. Накопление щелочей в остаточном расплаве, насыщенном флюидом, приводит к кристаллизации флогопита непосредственно за кристаллизацией ассоциации Ol-Orx-Crx-Chr. В перидотите UR17/2 кристаллизация Phl имела место после процесса контаминации, но либо до наложенных на включение деформаций, либо одновременно с ними.

Амфиболы представлены 3 генерациями. Наиболее ранний (Amph-1) обнаружен во всех включениях, кроме UR17/2. По составу соответствуют чермакиту, паргаситу (UR22), Mg-гастингситу (UR135), реже эдениту (UR148/1) и Mg-роговой обманке (рис. 83), Amph-1 содержит включения шпинели, замещается по краям амфиболом-3. Соотношение K₂O/Na₂O в первичных Amph-1 0,40–0,50, в Amph-2 и 3 — ниже за счет меньшего содержания K₂O. Исключение — Amph-2 из UR17/2, содержание калия в котором, как и в породе в целом, несколько больше (табл. 21).

Большинство амфиболов-1 (кроме UR148/1) формировалось при давлении в диапазоне 6–8 кбар (Yavuz, 2007); Amph-1 находится в равновесии с первично магматическим Ol-Px парагенезисом, что позволяет предполагать его магматическое происхождение.

Амфиболы-2 развиваются по Crx, кристаллизуются при более низком P (<5 кбар). Амфибол-3 (#mg90) — наименее глиноземистая и железистая Hbl (Mg-Hbl, Act) — образует мелкие единичные вытянутые таблички, а также развивается по краям амфибола-1 на границе с трещинами, заполненными Srp-Crb-Mag материалом. Образовался Amph-3 при P < 2 кбар. К этапу образования Amph-3, вероятно, относится кристаллизация волокнистого жедрита.

Таким образом, только в ультрамафитах 3-го типа развиты все три типа амфиболов, в то время как для гарцбургитов 1-го типа характерен только

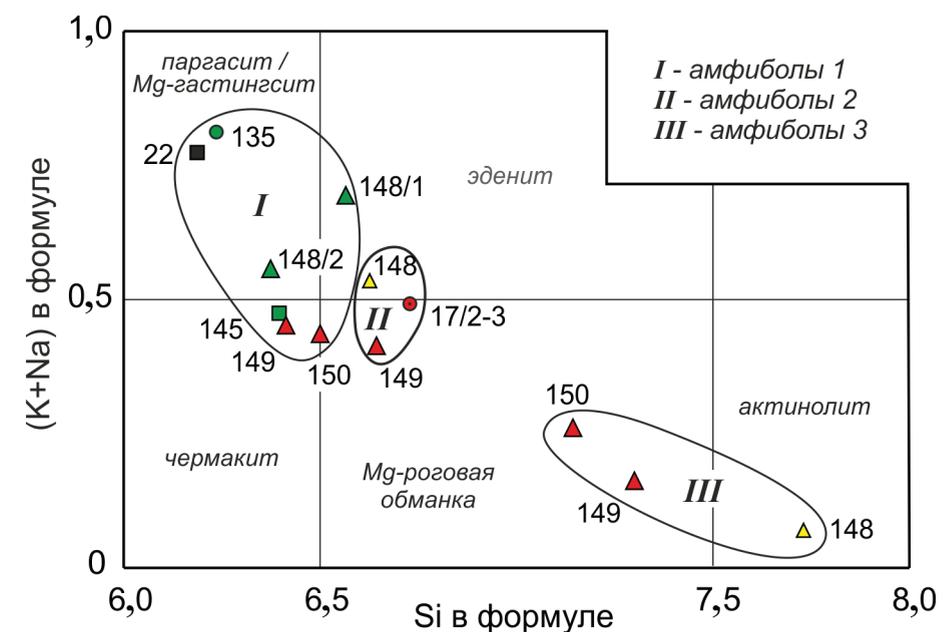


Рис. 83. Амфиболы перидотитов и ортопироксенитов на классификационной диаграмме K+Na — Si. Условные обозначения образцов такие же, как на рис. 78 и 79, номера образцов показаны без приставки UR

Amph-1, а для 2-го типа амфибол вообще не характерен и представлен небольшим количеством Amph-2.

3.2.4. Геохимическая характеристика перидотитов

Характерной чертой химического состава перидотитов ПГГО являются высокое содержание железа ($FeO_t > 8$ вес. %) и, соответственно, пониженная величина #mg ($MgO/MgO+FeO$) м. к., что отличает их от РМ и большинства мантийных ультрабазитов (табл. 22, рис. 84).

Важным петрологическим критерием для ультраосновных пород является соотношение наименее мобильных элементов: Mg, Al, Si, в связи с чем широко используется диаграмма Mg/Si — Al/Si, на которой выделен тренд мантийной дифференциации.

Перидотиты 1-го типа. Наименее измененный перидотит 1-го типа — шпинельсодержащий гарцбургит UR22/6 — лежит на тренде, вблизи от

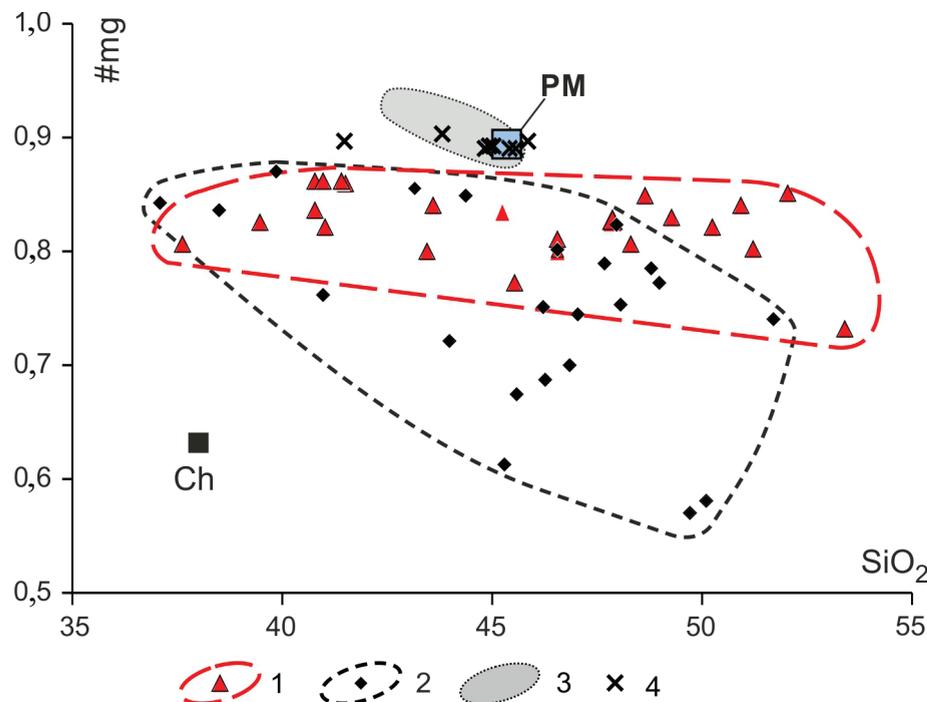


Рис. 84. Диаграмма #mg — SiO₂, демонстрирующая пониженную магнезиальность ультрамафитов Одесского карьера Украинского щита (1) и Воронежского кристаллического массива (2) в сравнении с РМ (Palme, O'Neil, 2003) и средними составами ксенолитов мантии (3) из базальтов островных дуг, континентальных рифтов, континентальных дуг и из кимберлитов кратонов (Pearson et al., 2003). Для сравнения показаны фанерозойские орогенные лерцолиты (4) (Lorand et al., 2000). Ch — среднее значение для обычных хондритов

РМ; ряд образцов располагается ниже тренда, в поле орогенных перидотитов и низкоглиноземистых коматиитов (рис. 84). Сдвиг точек с тренда связан, вероятно, с метаморфизмом пород: сильной амфиболизацией, серпентинизацией и карбонатизацией.

Перидотиты 2-го типа (шпинельсодержащие флогопитовые гарцбургиты UR17/2) на диаграмме Mg/Si — Al/Si (рис. 85) лежат в центральной части тренда мантийной дифференциации, что указывает на мантийный генезис расплава и среднюю степень деплетированности.

Ортопироксениты включения UR17/2 характеризуются более низкими значениями Mg/Si, располагаются под мантийным трендом, что отражает изменение их состава за счет контаминации гнейсоэндербитом.

Перидотиты 3-го типа имеют меньшую величину #mg и являются еще более железистыми, чем другие перидотиты (табл. 22). На диаграмме (рис. 84) располагаются ниже тренда магматической эволюции, частично в полях коматиитов. Здесь же располагаются древние метакоматииты Лабрадора (Fig. 1 в: Rollinson, 2007). Помимо большей глиноземистости, меньшего содержания MgO, породы характеризуются большими содержаниями CaO и Na₂O. В целом химический состав большей части образцов близок

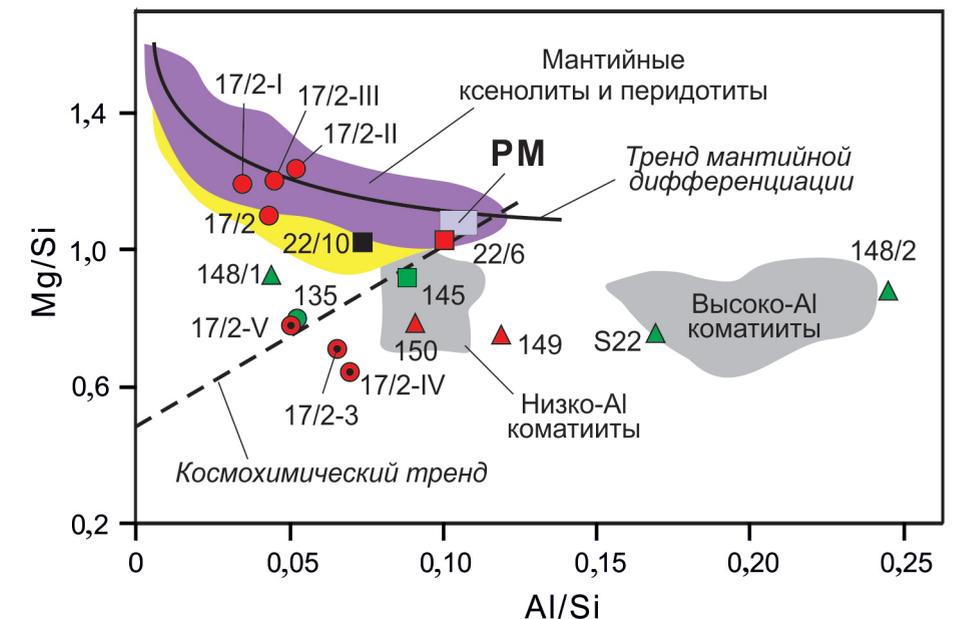


Рис. 85. Положение различных типов перидотитов и ортопироксенитов на диаграмме Mg/Si — Al/Si относительно тренда мантийной дифференциации, предложенного (Jagoutz et al., 1979) и уточненного (Rollinson, 2007). Поля мантийных ксенолитов, орогенных перидотитов и коматиитов даны по Х. Роллинсу (Rollinson, 2007). Номера образцов соответствуют таковым в табл. 22. Условные обозначения образцов такие же, как на рис. 78 и 79

к составу перидотитовых коматиитов. Наблюдаемая в обнажении полосчатость (рис. 72), возможно, представляет первичную дифференциацию, подчеркнутую развитием метаморфического амфибола.

Редкие элементы. По сравнению с РМ шпинельсодержащие гарцбургиты (1-й тип перидотитов) характеризуются повышенными концентрациями ряда литофильных (К, Rb, Ва) и высоkozарядных (Th, U, Pb, Hf) элементов, низкими Zr/Hf (15) и Ta/Nb (6,3). По содержанию REE они близки к РМ, но имеют немного более высокие содержания LREE и более низкие HREE и, соответственно, большие значения $(La/Yb)_n$ (табл. 22). Шпинельсодержащие гарцбургиты отличаются от РМ и перидотитов 2-го и 3-го типов содержанием сидерофильных элементов (табл. 22): они содержат больше Со и Сг, меньше Ni и имеют меньшие отношения Ni/Cr и Ni/Co.

Особенностью состава флогопитовых гарцбургитов (перидотиты 2-го типа) является высокое содержание K_2O , низкое — Na_2O и CaO и отношение $K_2O/Na_2O \gg 8$ (табл. 22). По соотношению щелочей и SiO_2 гарцбургиты относятся к субщелочным ультраосновным породам. Высокие содержания ряда литофильных элементов характерны как для гарцбургитов, так и ортопироксенитов этого включения: содержание К, Rb и Ва в них на 2 порядка выше, чем в РМ, и на порядок выше, чем в перидотитах 1-го типа (табл. 22). Детальный анализ состава пород на контакте гарцбургит-ортопироксенит-гнейсоэндербит включения UR17/2 показал, что наблюдаемые концентрации не связаны с контаминацией гнейсоэндербитом или наложенным метаморфизмом, поскольку содержание К и Rb в ультрамафитах много выше, чем во вмещающих гнейсоэндербитах (табл. 22; рис. 86).

При взаимодействии гарцбургита с ортогнейсом с образованием каймы контаминированной породы: ортопироксенита в последнем за счет контаминации гнейсоэндербита несколько возрастает количество Zr и Sr. Изменение отношения Ni/Cr в прилегающем к дайке ортогнейсе (рис. 86) указывает на участие ортогнейса в процессе контактового взаимодействия.

Флогопитовые гарцбургиты UR17/2 обладают повышенными содержаниями Nb, LREE, высоким относительно других перидотитов (~50) Zr/Hf (за счет пониженного содержания Hf), пониженными содержаниями Pb и U. Распределение ряда элементов в флогопитовом гарцбургите сходно с таковым у карбонатитов: повышенные содержания литофильных элементов, отрицательные аномалии Pb и Sr (рис. 86). Отличием от распределения элементов в карбонатитах является отсутствие отрицательной аномалии Ti и Zr. Гарцбургиты UR17/2 имеют ряд сходных геохимических характеристик с оранжитами: низкий глинозем, высокое содержание К, Ni, Сг, а присутствие Сг_b и Сг_p может указывать на присутствие в расплаве CO_2 и H_2O , что типично для этих пород (Best, 2003).

Важнейшей геохимической особенностью перидотитов 2-го типа является очень высокая концентрация Ni, низкая — Сг и очень высокое, не типичное для мантийных пород, отношение Ni/Cr = 4. Такое соотношение Ni и Сг обычно для хондритов (Соботович, 1986; Lobach-Zhuchenko, Egorova, 2017).

Присутствующие во включении UR17/2 на контакте с вмещающими гнейсоэндербитами ортопироксениты образуются за счет смешения гарцбургитового расплава с вмещающим палеоархейским гнейсоэндербитом. В результате смешения в ортопироксените увеличиваются концентрации Si, Ti, Al, Ca, Na, LREE, Sr, Li, Sc, Ga, V, Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Y, LREE, уменьшаются MgO и mg, Ni, Cr, Co. (табл. 22). Расчет баланса вещества показывает, что расплаву состава гарцбургита достаточно ассимилировать около 1 % вмещающего гнейсоэндербита для получения наблюдаемого

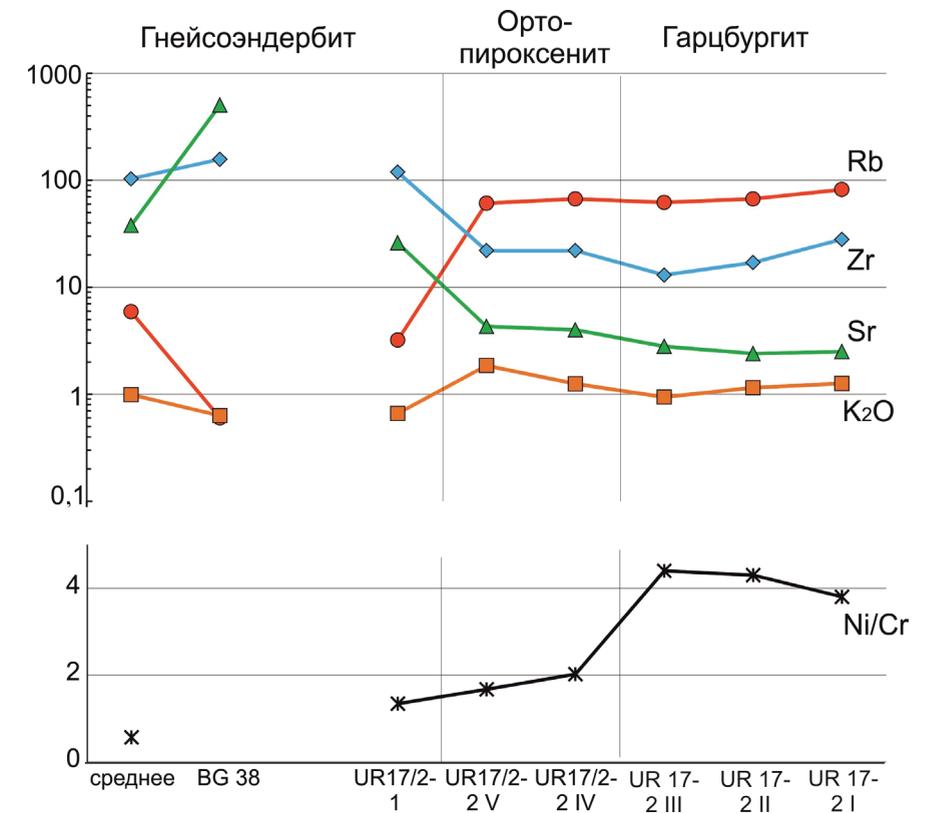


Рис. 86. Геохимический разрез через будинированную дайку UR17/2, указывающий на высокое содержание K_2O , Rb в ультрамафитах включения и отсутствие влияния ассимиляции гнейсоэндербита на концентрацию K_2O , Rb, Zr и Sr. Образец BG38 расположен в 50 м от контакта; данные из (Шумлянский, 2012); ж — средний состав эндербитогнейса Одесского карьера (данные авторов)

состава ортопироксенита. То, что была ассимилирована древняя порода, подтверждается изотопным составом Nd породы и составом Hf циркона, который имеет отрицательный $E_f \text{ Hf}$ ($-9 / -10$) (Лобач-Жученко и др., 2017б).

Высокие концентрации несовместимых и совместимых элементов во флогопитовом гарцбургите UR17/2, отмеченные выше, совместно с радиогенными изотопными отношениями Sr и Nd (Лобач-Жученко и др., 2017б), свидетельствуют об очень сложном генезисе пород включения UR17/2. Высокое содержание литофильных элементов дает основание предполагать, что образование шпинельсодержащего флогопитового гарцбургита обусловлено плавлением метасоматизированной мантии; не исключено, что метасоматоз мантии вызван карбонатитовым расплавом. Повышенная железистость пород и минералов и необычно высокое отношение Ni/Cr могут быть результатом участия в составе расплава метеоритного материала.

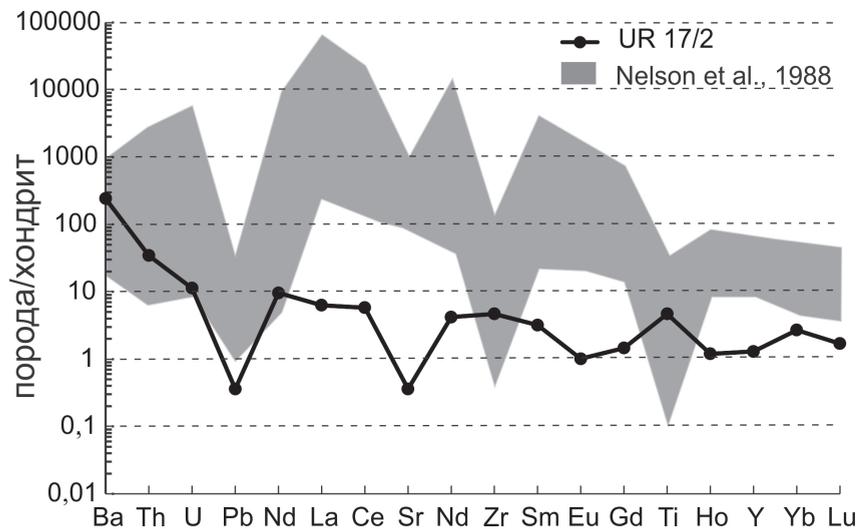


Рис. 87. Сравнение распределения редких элементов в шпинельсодержащем флогопитовом гарцбургите (среднем составе) и карбонатитах. Отмечается их сходство в обогащении литофильными элементами и присутствии отрицательных аномалий Pb и Sr. Остальные пояснения в тексте

3.2.5. Обсуждение результатов

Из полученных геологических и аналитических данных для включений ультрамафических пород Одесского карьера вытекает ряд важных выводов и вопросов, имеющих не только региональное значение, требующих обсуждения и дальнейшего исследования.

1. Включения перидотитов имеют различные составы. По отношениям Mg/Si — Al/Si перидотиты 1-го типа отвечают PM, 2-го типа — умеренно

деплетированной мантии, а 3-го типа, Mg/Si и Al/Si отношения в которых близки к таковым в коматиитах, — по-видимому, являются продуктом частичного плавления мантии.

Все типы перидотитов содержат водосодержащие минералы: Amph-1 в 1-м и 3-м типах, Phl — во 2-м. Присутствие раннего амфибола (1) в перидотитах 1-го и 3-го типов в равновесии с первично магматическим Ol-Orx парагенезисом предполагает его магматическое происхождение. В перидотите 2-го типа первичная магматическая ассоциация минералов в гарцбургите: Ol+Orx+Crx+Chr+Pn, в ортопироксените — Orx+Crx+Pn. Появление Phl, вероятно, связано с его аутометасоматической природой

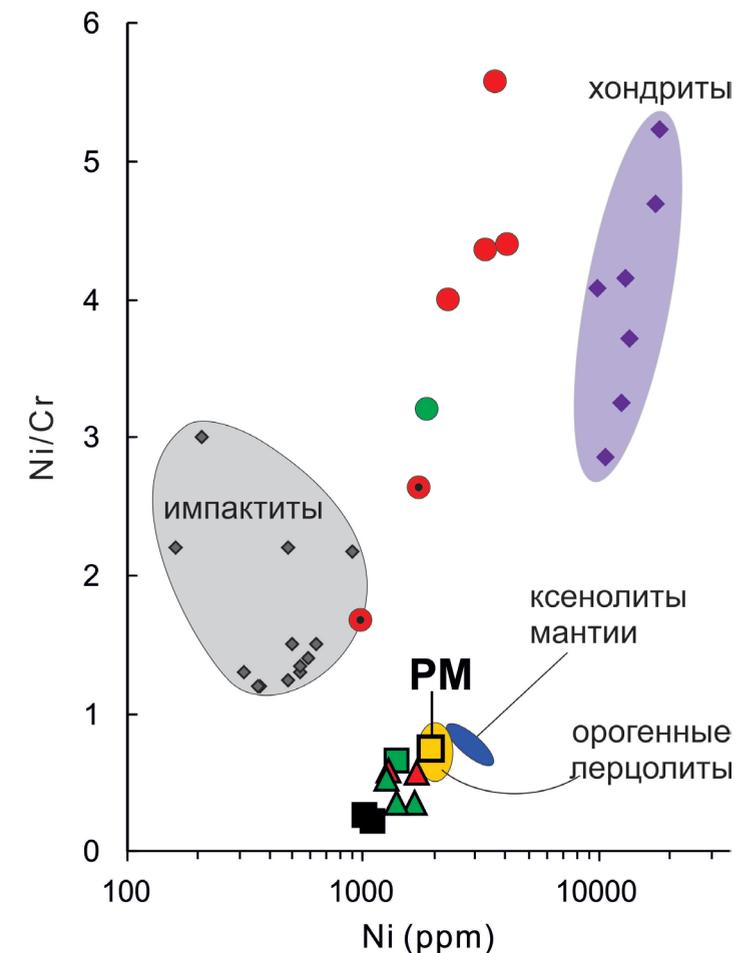


Рис. 88. Отношение Ni/Cr — Ni в перидотитах Одесского карьера, PM, орогенных перцолитах (Lorand et al., 2000), кенолитах мантии (Pearson et al., 2003), хондритах (Соботович, 1986) и импактных расплавах (Andreoli et al., 1999). Условные обозначения образцов такие же, как на рис. 78 и 79

и участием флюида на поздней стадии кристаллизации ортопироксенита. Присутствие в цирконе включений флогопита, наряду с ортопироксеном, подтверждает формирование Phl на этапе кристаллизации ортопироксенита (Лобач-Жученко и др., 2017б).

Образование Phl (как и Pn) происходило одновременно с деформациями, на что указывает их ориентированное расположение в краевых частях включения, параллельное сланцеватости пород рамы. Сформированная оторочка слюды предохраняла, вероятно, большую часть включения от последующих преобразований при метаморфизме и деформациях. Ассоциация минералов Нур+Prg+Pl (UR17/2–4) отвечает высокотемпературному этапу метаморфизма. Части включений, которые сохраняют магматические минералы, несут следы нескольких, различных по РТ-параметрам этапов метаморфизма. Наиболее ранние изменения выражены образованием Amph-2, развитием второй генерации шпинели, замещением пентландита миллеритом. При наиболее низкотемпературном метаморфизме имеет место серпентинизация, сопровождающаяся кристаллизацией магнетита, образованием низкобарического Amph-3 и карбонатизация. Эти процессы шли с небольшим изменением химического состава пород. И, наконец, наблюдаются локальные низкотемпературные изменения по зонам дробления — возможно, фиксируемые возрастом ~1400 млн лет (Лобач-Жученко и др., 2017б). При этом процессе меняются составы некоторых зерен силикатов, сульфидов, циркона.

Таким образом, значительная часть наблюдаемых минеральных ассоциаций свидетельствует о сохранности магматических парагенезисов. Их сохранности могли способствовать РТ-условия кристаллизации, близкие к условиям формирования пород рамы, низкая f_{O_2} , низкое содержание флюида, высокая скорость процессов.

2. Для ультрамафитов Одесского карьера, как и всего Побужского комплекса, установлена повышенная железистость состава: $FeO > 8\%$, $\#mg = 86–80$.

Как следует из сравнения с другими объектами УЩ, повышенная железистость характерна также для протерозойских ультраосновных пород УЩ, а также протерозойских ультрамафитов Воронежского массива (рис. 84). В то же время в других регионах, например в ЮЗ Гренландии, основная часть эоархейских включений перидотитов, напротив, не отличается по величине $\#mg$ от большинства мантийных ксенолитов и принятой величины для РМ ($\#mg = 0,89$; *Palme, O'Neil, 2003*). Таким образом, распространение пород повышенной железистости не связано с возрастом, а характерно для магматизма Сарматии.

Возможны несколько причин обогащения перидотитов железом: 1) они принадлежат к так называемым «стратиформным перидотитам» или 2) их по-

вышенная железистость наследуется от мантийного источника. Первый вариант привлекался для объяснения пониженных значений $\#mg$ нескольких включений ЮЗ Гренландии, рассматриваемых в качестве фрагментов расслоенных интрузий, которые обычно характеризуются повышенной железистостью. В то же время перидотиты расслоенного комплекса Стольцбург (*Anhaeusser, 2001*) имеют высокую магнезиальность, а ряд не расслоенных массивов (дайка гарцбургита UR17/2, серия многофазных массивов протерозоя западной части УЩ) имеют пониженную величину $\#mg$ (*Щербаков, 2005*).

Принципиальная возможность повышенной железистости литосферы следует из факта находок мантийных ксенолитов с повышенной железистостью. В классификации мантийных ксенолитов они выделяется как группа А11 — «крупнозернистые, богатые Fe, низкотемпературные перидотиты и пироксениты» (*Pearson et al., 2003*). Такие ксенолиты обнаружены в кимберлитах на Каапваальском кратоне (*Gurney et al., 1975; Boyd et al., 1984*) и на кратоне Слейв (*Kopylova et al., 1999*). Повышенная железистость перидотитов этих включений выражена и в составе минералов: в них, как и в перидотитах Одесского карьера, оливин содержит $Fo = 83–89$, а Орх — представлен бронзитом.

Условия становления расплава, связанного с формированием включения шпинельсодержащего флогопитового гарцбургита будинированной дайки UR17/2, требуют отдельного рассмотрения.

Высокая температура гарцбургитового расплава привела к его контаминации гнейсоэндербитом и образованию каймы состава ортопироксенита. Из более кислого гибридного расплава кристаллизовался циркон. Гнейсоэндербит у контакта испытал частичное плавление и смешение с веществом дайки, о чем можно судить как по текстуре гнейсоэндербита, так и по изменению его химического состава в сравнении с окружающими гнейсоэндербитами. Особенно ясно смешение с участием гнейсоэндербита видно на унаследовании отношения Ni/Cr (рис. 86). Эти процессы протекали в узкой контактовой зоне. Процесс смешения поддерживается не только химическим, но и изотопным составом пород: уменьшением $^{143}Nd/^{144}Nd$ в ортопироксените по сравнению с гарцбургитом и отрицательным E_{Hf} циркона, свидетельствующим о контаминации древней породой (Лобач-Жученко и др., 2017б). Деформации и гранулитовый метаморфизм, по-видимому, непосредственно следовали за контаминацией расплава и его кристаллизацией. Об этом, в частности, свидетельствует ориентировка флогопита, хаотическая в центре линзы будинированной дайки и параллельная контактам на контакте. При этом флогопит имеет идентичный состав: низкое содержание Ti (1,35–1,70%), сходное содержание Al_2O_3 ; отмечается только небольшое увеличение FeO у флогопита на контакте, что связано с увеличением железистости замещаемых флогопитом пироксенов. Сохранности

магматических ассоциаций способствовала синхронность и изофациальность процессов магматической кристаллизации и перекристаллизации сухих гранулитовых ассоциаций вмещающих пород.

Обогащение перидотитов крупноионными и некоторыми высокозарядными элементами нередко интерпретируется как результат плавления метасоматизированной мантии. С этим предположением в случае гарцбургита UR17/2 не согласуются высокая магнезиальность и низкие концентрации титана в флогопите, а также отсутствие щелочного амфибола, характерного для продуктов плавления метасоматизированной мантии. В то же время повышенное содержание калия в ультрамафитах не является результатом его вторичного происхождения при последующем метасоматозе. Это следует из локального обогащения K и Rb только ультрамафитов и низком их содержании во вмещающей породе.

В последнее время получен большой материал о поведении K в расплавах при импактных воздействиях. Так, на примере составов пород кратеров Райс (Германия), Сильян (Швеция), Иллинетс (Украина), Дхала (Индия) показано обогащение импактных расплавов K при одновременном обеднении Na и Ca (*Li et al.*, 2018 и ссылки в ней). В импактитах кратера Дхала, где порода мишени представлена гранитом, содержание K в импактных расплавах достигает 15 вес. % (*Li et al.*, 2018), а импактный расплав в Попигайской астроблеме содержит 3 % K₂O при 59 % SiO₂, в то время как порода мишени содержала 70 % SiO₂ и 1–1,8 % K₂O (*Kettrup et al.*, 2003).

3.2.6. Выводы

1. Изученные включения перидотитов имеют различную геологическую природу — шпинельсодержащие серпентинизированные и амфиболизированные гарцбургиты (1-й тип перидотитов) представляют собой породы мантии, с тектоническими контактами, сформированные до ранних деформаций, в то время как Phl гарцбургиты представляют интрузивную породу, внедрившуюся синхронно со вторым этапом деформации.

2. Многие включения перидотитов сохраняют магматические парагенезисы. Их сохранность может быть объяснена высокотемпературной кристаллизацией, синхронной с гранулитовым метаморфизмом пород рамы в условиях пониженной f_{O_2} .

3. Величины отношений Ni/Cr и Ni/Co в дайке гарцбургита, не типичные для пород Земли, дают основание предполагать, что в ее формировании принимало участие метеоритное вещество.

4. Субконтинентальная литосферная мантия Украинского щита (и всей Сарматии) отличается неоднородностью и характеризуется повышенной

железистостью. Часть включений перидотитов возникла за счет обедненной мантии, в то время как источником Phl гарцбургитов, возможно, являлась метасоматизированная мантия.

3.3. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ПЕРИДОТИТОВ В КОРОВЫХ УСЛОВИЯХ: ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Древние ультраосновные породы глубинного происхождения в коровых условиях подвергаются деформациям и метаморфизму, приводящим к многочисленным структурно-вещественным изменениям, смене состава слагающих минералов, а иногда и валового состава пород. При высокой интенсивности наложенных процессов минеральные парагенезисы ультраосновных пород могут быть преобразованы в соответствии с новыми РТХ-условиями среды (давление — температура — состав) и рассматриваться как изофациальные с парагенезисами окружающих их коровых пород. Но если метаморфические преобразования ультрамафитов были незначительны или неоднородны, то некоторые первичные минералы могут локально сохранить реликтовые особенности, как, например, повышенное содержание никеля, хрома в оливинах и пироксенах, алюминия в клинопироксенах, хрома, магния в минералах шпинелевой группы и т. п. (*Pearce et al.*, 2000; *Li et al.*, 2004; *Чащухин и др.*, 2007; *Perkins, Anthony*, 2011; и др.). Подобные особенности минералов часто позволяют расшифровать историю развития пород. Но достоверная реконструкция тектонического режима и РТХ-условий образования и преобразования пород требует, кроме эмпирического изучения наблюдаемых минеральных парагенезисов, также физико-химическое моделирование процессов, чтобы подтвердить протекание предполагаемых минеральных реакций в реставрируемых эпизодах минералообразования.

Несмотря на то, что мантийные или коровые ультраосновные породы не отличаются большим разнообразием породообразующих минералов: присутствуют в большинстве случаев в них оливин, Fe-Mg-Ca пироксены и, в зависимости от фации, шпинель, гранат или основной плагиоклаз, при преобразовании этих пород происходит усложнение минерального состава под воздействием водного, водно-углекислотного флюида и/или расплавов. Флюиды и расплавы могут привносить в систему некоторое количество нехарактерных для ультраосновных пород химических элементов (натрий, калий, алюминий и т. п.), что приводит к появлению разнообразных новых минеральных ассоциаций. К тому же позднейшие преобразования ультраосновных пород в коре обычно происходят при участии

преимущественно водного флюида и смене окислительно-восстановительных условий в сторону увеличения содержания элементов с более высокой валентностью, что также способствует появлению разнообразных новых минеральных фаз.

Таким образом, все перечисленные факторы преобразования перидотитов в земной коре способствуют возрастанию дисперсии химических составов пород и минералов, образованию полистадийной минеральной ассоциации и, как следствие, увеличивают трудности при расшифровке их истории формирования. Но, поскольку глубинное и верхнекорое минералообразование отличаются друг от друга контрастными РТХ-условиями, то в ультраосновных породах возникают также контрастные минеральные парагенезисы, что помогает реставрации истории развития пород петрографическими методами и термодинамическими модельными построениями.

Учитывая полистадийность образования ультраосновных пород, найденных в коре, с методической точки зрения важно анализировать отдельные химические подсистемы, которые соответствуют минералам каждой конкретной стадии эволюции перидотитов. По такому принципу рассмотрены ультраосновные породы — перидотиты, обнаруженные в виде разнообразных тектонических фрагментов в южной части Днестровско-Бугской провинции в пределах Побужского гранулитового комплекса Украинского щита, обнаженного в карьере «Одесский». Выбор этого геологического объекта был обусловлен тем, что в рассматриваемом карьере сохранились различные типы перидотитов, отличающиеся не только составами, но и возрастом, структурным положением, условиями образования и преобразования.

При термодинамическом анализе закономерностей смены минеральных парагенезисов (табл. 23) в разнообразных лерцолитах и гарцбургитах использованы их реальные валовые химические составы (табл. 24). Полученные результаты сопоставлены с данными петрографического изучения пород и данными микросондового анализа химических составов слагающих перидотиты минералов. Исходя из того факта, что для большинства перидотитов, независимо от их региональной и тектонической принадлежности, характерны достаточно устойчивые и сходные вещественные (химические, минералогические) параметры, полученные выводы о вещественной эволюции изученных пород имеют основание для большего обобщения и распространения.

3.3.1. Методика моделирования минеральных равновесий

Для расчета полей устойчивости минеральных парагенезисов в перидотитах были использованы компьютерные методы расчета на основе программ THERIAK-DOMINO (*de Capitani, Brown, 1987*; с обновлениями К. де Капитани, 1995–2012 гг., компиляция программы от 16.10.2012), PERPLEX (*Connolly, 1990–2016*); THERMOCALC (*Holland, Powell, 1998*; с обновлениями 2003–2011 гг. из интернет-ресурса: www.metamorph.geo.uni-mainz.de/thermocalc). С этими программами были использованы термодинамические базы данных минералов и моделей твердых растворов (JUN92, V&A96 — Р. Берман, Л. Аранович, 1996–2005 гг.; TCDB55 — Т. Холланд, Р. Пауэлл, 1998–2010 гг., с обновлениями 2012 г. из интернет-ресурса: titan.minpet.unibas.ch/).

В расчетах с помощью THERIAK-DOMINO применялись модели смешения твердых растворов:

- двухкомпонентная (шпинель-герцинит) идеальная для шпинели, оливина (фаялит-форстерит), ильменита (ильменит-гейкелит) на основе базы данных (*Berman, 1991*) с модификацией К. де Капитани (см. выше);
- трехкомпонентная (тремолит-чермакит-паргасит) для амфибола;
- трехкомпонентная (флогопит-аннит-Mn-биотит) для биотита (*McMullin et al., 1991*);
- трехкомпонентная (диопсид-геденбергит-жадеит) для клинопироксена;
- трехкомпонентная (альбит-анортит-калишпат) для полевого шпата (*Fuhrman, Lindsley, 1988*);
- четырехкомпонентная (Fe, Mg, Fe-H₂O, Mg-H₂O) для кордиерита;
- четырехкомпонентная (мусковит-парагонит-Fe-селадонит-Mg-селадонит) для белой слюды, модификация Л. Келлера на основе JUN92;
- четырехкомпонентная (пироп-гроссуляр-альмандин-спессартин) для граната;
- четырехкомпонентная (амезит-пеннин-Fe-амезит-Fe-пеннин) для хлорита;
- шестикомпонентная для ортопироксена на основе модификации JUN92 Ж. Ханзикером.

В расчетах с помощью THERMOCALC использовались база данных TCDB55 и модели активности для системы MnCrNCKFMASHTO (www.metamorph.geo.uni-mainz.de/thermocalc). Для хромистых систем были использованы опубликованные дополнения к термодинамическим базам минералов (*Connolly, 1990*) и их последующие обновления (*Klemme, 2004*; *Klemme et al., 2009*; *Ghiorso et al., 2002*).

3.3.2. Перидотиты Одесского карьера

Ультраосновные породы (перидотиты) Одесского карьера представлены гарцбургитами и лерцолитами, среди которых преобладают шпинелевые, в меньшей степени встречаются плагиоклазовые и совсем отсутствуют гранатовые разновидности.

Все включения перидотитов находятся в толще гранат-ортопироксеновых, гранат-двупироксеновых кристаллосланцев с прослоями железистых кварцитов, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации (*Lobach-Zuchenko et al.*, 2014; 2016; *Балтыбаев и др.*, 2014; *Лобач-Жученко и др.*, 2014). Эти включения имеют незначительные размеры, сплюснутую эллипсоидную или линзовидную формы; по длинной оси они достигают 1–3 м (редко больше) при ширине 0,5–2 м. Перидотиты, как правило, неоднородные: имеют зональность от центра к периферии, выраженную в смене минерального состава — обычно к краю включений увеличивается доля флогопита, амфибола или плагиоклаза. Ряд включений перидотитов демонстрирует переходы от гарцбургитового состава (Ol+Opx) в центральных зонах к вебстеритам (безоливиновым пироксенитам) в краевых частях. Структурные элементы и ориентировка перидотитов в пределах обнажений обычно повторяют структуры вмещающих метаморфических пород, контакты с которыми тектонизированы. Некоторые включения перидотитов секутся дайками базитов, которые также метаморфизованы в условиях гранулитовой фации (*Lobach-Zuchenko et al.*, 2014; 2016).

Основные первичные минералы гарцбургитов — оливин, ортопироксен, шпинель, а в лерцолитах — также клинопироксен. Большая группа вторичных минералов представлена различными амфиболами (роговая обманка, тремолит, жедрит-антофиллит, Na-Ca-амфибол), биотитом

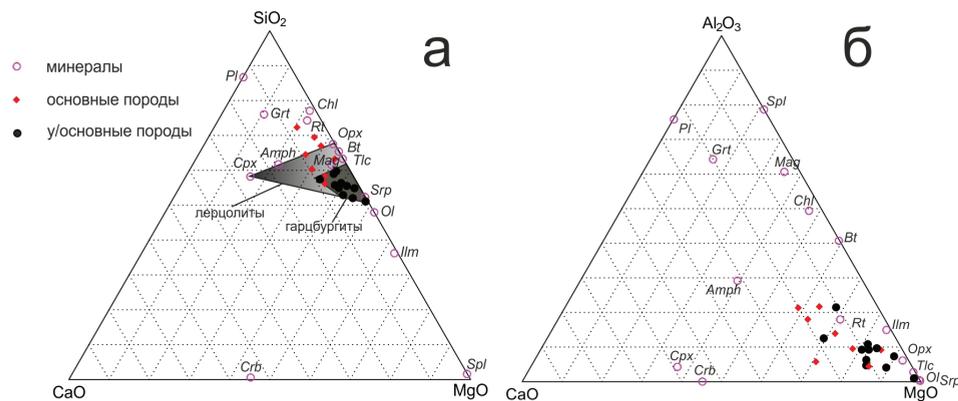


Рис. 89. Диаграммы составов перидотитов и пироксенитов Одесского карьера с отражением средних составов слагающих из минералов. Аббревиатура имен минералов расшифрована в табл. 23. Средние составы минералов приведены в табл. 25

(флогопит, аннит-флогопитовый биотит), карбонатами (доломит, кальцит, магнезит), тальком, хлоритом, серпентином (предположительно — антигоритом). Встречаются многочисленные рудные минералы, несмотря на то, что в целом их содержание в породе невелико и обычно не превышает 1–5 об. %. Среди них диагностированы магнетит, ильменит, хромистые шпинели, реже сульфиды никеля, меди, железа.

Доля $\text{SiO}_2 + \text{MgO} + \text{FeO}$ в химическом составе рассматриваемых перидотитов составляет не менее 80–90 вес. % от суммы всех оксидов, что ожидаемо указывает на преобладание в минеральных парагенезисах железо-магнезиальных силикатов (рис. 89, а, б). При этом содержание Mg значительно превышает содержание Fe как в породе, так и в отдельных породообразующих минералах (в среднем по породам $\text{MgO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) = 0,74$, $n = 11$).

Железо в перидотитах концентрируется в магнетите, Gr-шпинели, а в силикатной форме его содержится относительно немного (<15 мол. % в оливинах, <15–20 мол. % в ортопироксенах, 4–12 мол. % в клинопироксенах). Поэтому в первом приближении ранние минеральные парагенезисы перидотитов можно описать модельной системой «MSH» (Mg-Si-OH) для гарцбургитов и «CMSH» (Ca-Mg-Si-OH) — для лерцолитов.

3.3.3. Минеральные превращения перидотитов в системе «MSH» (Mg-Si-OH)

Рассматриваемая система применима к описанию минеральных превращений в гарцбургитах. Для моделирования устойчивых минеральных фаз при разных P-T-параметрах был использован химический состав гарцбургита Одесского карьера (образец UR22-13, табл. 24). Порода эта полностью изменена и представляет из себя серпентинит. Кроме серпентина, в ней присутствуют в небольших количествах тальк, хлорит, флогопит и магнетит. Небольшие таблитчатые зерна флогопита и талька расположены по границам первичных зерен оливина, полностью замещенных серпентином. Полные псевдоморфозы образуются также по зернам более раннего минерала, предположительно ортопироксена.

Для широкого P-T-диапазона возможных метаморфических превращений рассматриваемых пород получены следующие границы минеральных реакций в водонасыщенных условиях (рис. 90). Из приведенных расчетных данных видно, что безводный парагенезис гарцбургитов, состоящий из оливина и ортопироксена (форстерит+энстатит), устойчив при температуре (T) > 600 °C, давлении (P) > 15–16 кбар и T > 650–700 °C при более низком P.

С понижением температуры появляются гидратированные минеральные фазы: антофиллит, тальк, антигорит (серпентин). Такая смена

минеральных парагенезисов соответствует эмпирическим наблюдениям в перидотитах Одесского карьера (а также на многих природных объектах мира).

В диапазоне температур 600–350 °С в гарцбургитах устойчивы тальк-серпентиновые ассоциации, а при снижении температуры ниже 400–350 °С в высокомагнезиальных разностях перидотитов могут появляться парагенезисы с бруситом (рис. 90, реакция появления брусита показана штриховой линией).

Серпентинизация перидотитов — наиболее распространенное явление при низкотемпературных изменениях, когда происходит гидратация безводных минералов:



Образование брусита наряду с серпентином возможно по реакции:

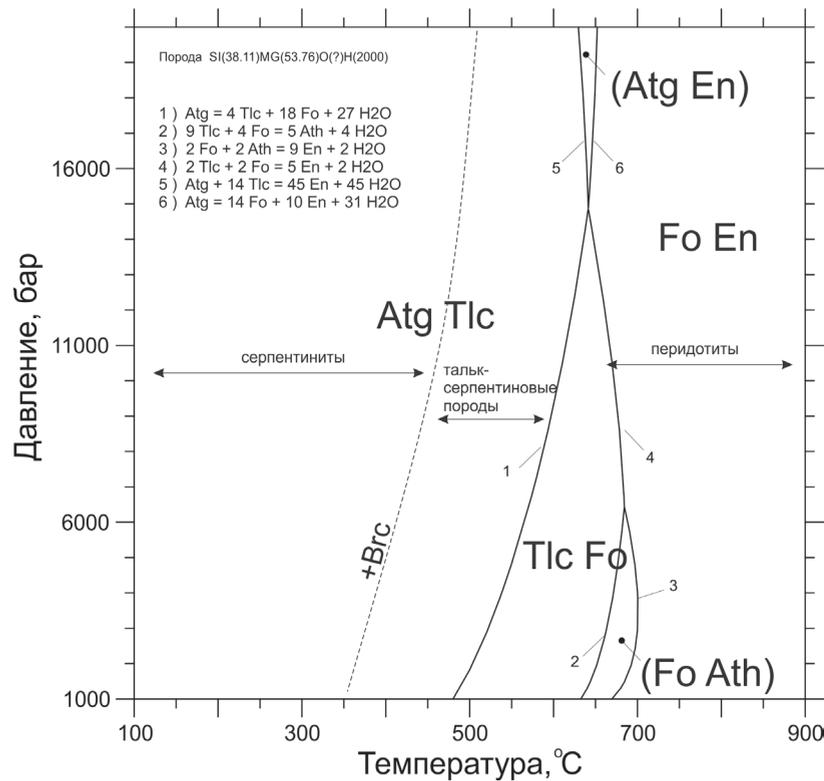
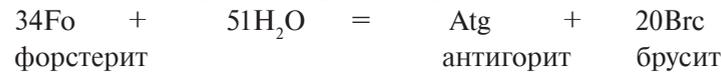
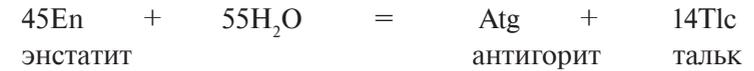


Рис. 90. Поля устойчивости минералов и их парагенезисов, рассчитанные для перидотитов в системе Mg-Si-OH при наличии водного флюида

Отметим, что брусит $\text{Mg}(\text{OH})_2$ хорошо растворяется в водном флюиде и может легко выноситься из системы, поэтому в природных минеральных ассоциациях серпентинитов он встречается не часто.

В более кислых разностях ультрамафитов (различных пироксенитах) вместе с серпентином (антигоритом) образуется тальк как более кремнистая фаза:



Наряду с образованием серпентина за счет магнезиального минала оливина (форстерита) происходит преобразование его железистого крайнего члена (фаялита) с образованием магнетита:

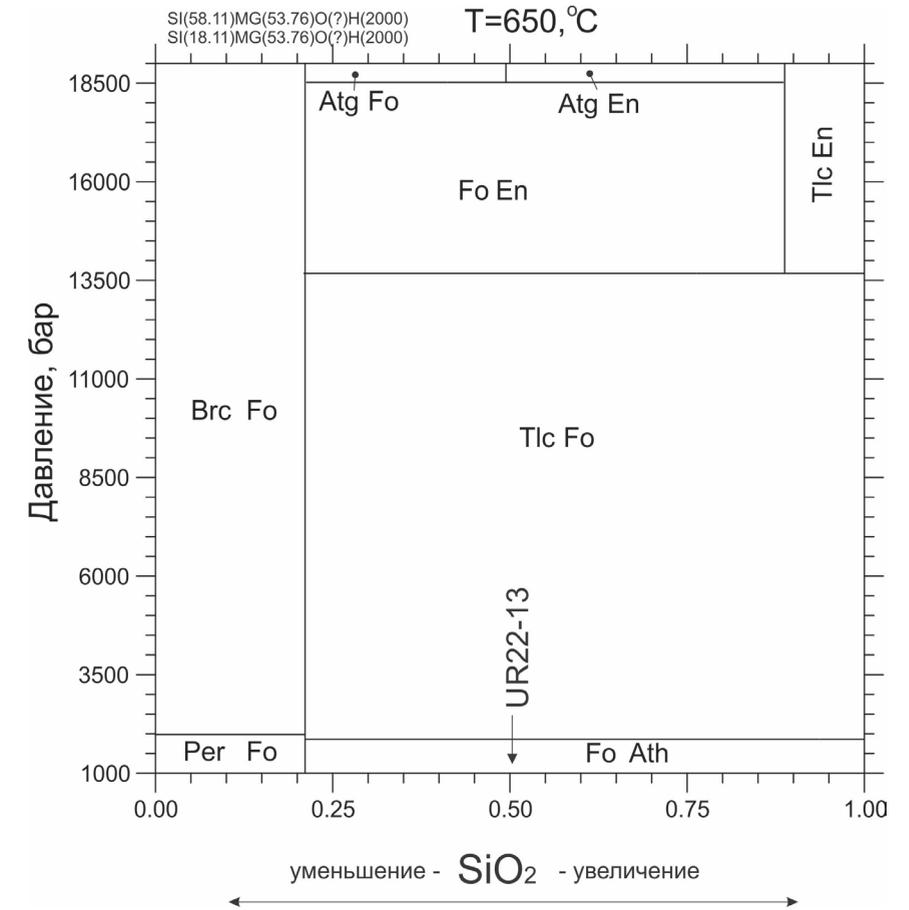
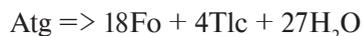


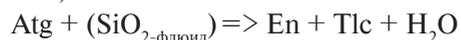
Рис. 91. Диаграмма возможных минеральных составов пород при разном содержании кремнезема и вариации величины давления (на данном графике содержание кремнезема соответствует ряду от оливинитов до ортопироксенитов). Центру оси абсцисс соответствует состав гарцбургита UR22-13



Следует отметить, что для пород с низким Si/Mg отношением типичен парагенезис талька с форстеритом, который появляется при повышении температуры:



При увеличении содержания кремнезема (до состава пироксенитов) и с ростом давления может появиться парагенезис талька с ромбическим пироксеном (энстатитом):



Рассмотрим возможные условия появления парагенезиса тальк + энстатит. Влияние изменения давления и содержания кремнекислоты в породе на состав образующихся минеральных фаз показано на графике зависимости P-xSiO₂ (рис. 91) при фиксированной температуре 650 °С.

В качестве примера развития ассоциации тальк + энстатит можно привести парагенезисы в перидотитовых телах среди мезозойских метаморфических пород амфиболитовой фации Центральных Альп (*Evans, Tromsdorff, 1974*). Стоит отметить, что в указанной работе также приводятся данные об образовании антофиллита, наложенного на парагенезис тальк + энстатит.

Для состава изученного гарцбургита UR22–13 (отмечен стрелкой на диаграмме) парагенезис тальк + оливин (форстерит) устойчив до давления около 13,5 кбар, выше которого уже образуется парагенезис форстерит + энстатит, а выше 18 кбар — антигорит + энстатит. При изменении состава породы в сторону увеличения доли кремнезема (рост Si/Mg отношения) до составов, характерных для ортопироксенитов, возможно появление парагенезиса тальк + энстатит вместо парагенезиса тальк + форстерит. Такой парагенезис, как следует из диаграммы, появляется при давлении не ниже 13,5 кбар.

Особенности и границы появления хлоритовых парагенезисов и минеральные реакции будут рассмотрены ниже, при анализе систем CMAS и CFMASH.

3.3.4. Минеральные превращения перидотитов в системе «CMASH» (Ca-Mg-Si-OH)

Рассмотрим систему Ca-Mg-Si-O-H с использованием химического состава одного из лерцолитов Одесского карьера (образец UR17-2, табл. 24). Рассматриваемый лерцолит представляет собой среднезернистую породу, состоящую из оливина, ортопироксена, клинопироксена и флогопита.

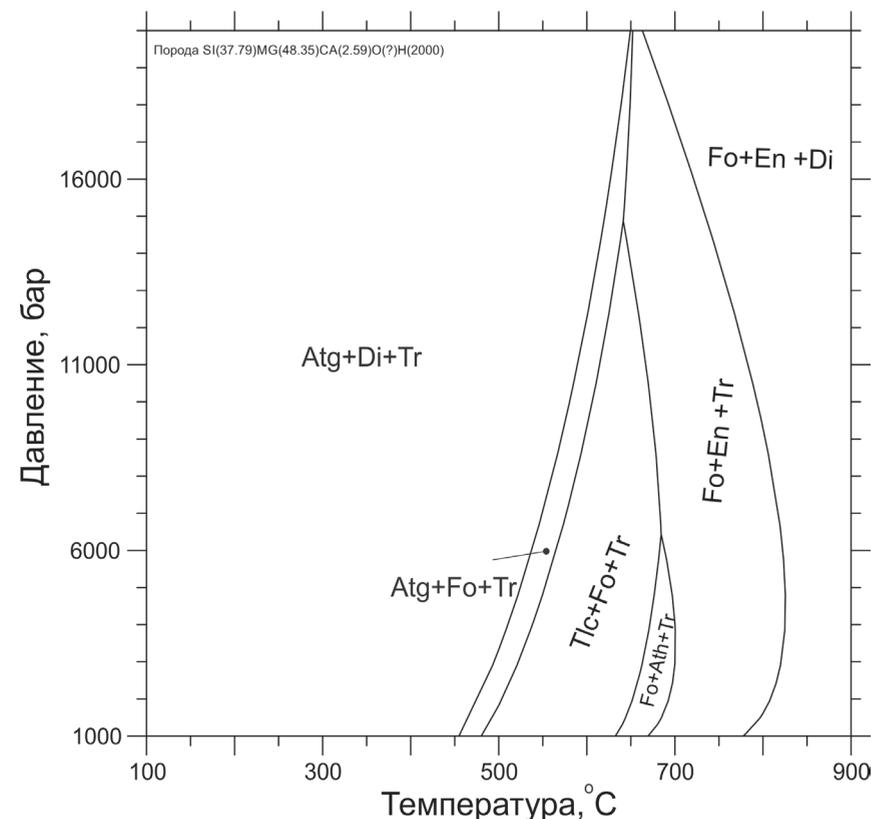


Рис. 92. Поля устойчивости минералов и их парагенезисов, рассчитанные для перидотитов в системе Mg-Ca-Si-OH при наличии водного флюида

Внутри флогопитовых зерен встречаются зерна (реликты?) клинопироксена. Вторичные минералы развиты в небольшом количестве в виде серпентина по оливину, гематита за счет изменений флогопита. Присутствуют редкие зерна сульфида.

Расчет устойчивых минеральных фаз в диапазоне температур и давлений от 100–900 °С и 1–20 кбар (рис. 92) показывает стабильное существование парагенезиса оливина и двух пироксенов при температуре выше 700–800 °С. При более низких температурах устойчивы гидроксилсодержащие фазы, когда происходит последовательное замещение сначала кальциевого пироксена тремолитом, а затем и ромбического пироксена антофиллитом и тальком (рис. 92). Эти минеральные превращения слабо зависят от давления.

Двупироксеновые парагенезисы в водонасыщенных условиях при понижении температуры могут реагировать следующим образом:



Следует обратить внимание на появление диопсида в низкотемпературной области РТ-диаграммы (рис. 92), где он встречается в парагенезисе с тремолитом и антигоритом (серпентином):



Этот диопсид отличается от его высокотемпературного аналога тем, что практически не содержит Fe-минала, в то время как в диопсиде (клинопироксене) в парагенезисе с оливином и ортопироксеном содержание геденбергитовой молекулы от 5 % и выше, согласно расчетам в системе Fe-Ca-Mg-Si-OH.

3.3.5. Минеральные превращения перидотитов в системе «CMASH» (Ca-Mg-Al-Si-OH)

Минеральные превращения при фациальных переходах от глубинных — гранатовых к шпинелевым, а затем — к относительно малоглубинным плагиоклазовым перидотитам требуют анализа систем: «MASH» (Mg-Al-Si-OH) и «CMASH» (Ca-Mg-Al-Si-OH), т. е. с учетом влияния содержания глинозема, входящего в вышеназванные «индекс-минералы». Следовательно, моделирование в системе Ca-Mg-Al-Si-OH дает важные сведения для анализа фациальных переходов перидотитов, т. к. позволяет проследить изменение минеральных парагенезисов с участием граната, шпинели и плагиоклаза.

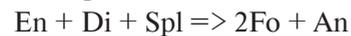
Например, если происходят прогрессивные преобразования хлоритовых парагенезисов, то в зависимости от величины давления реакции могут идти двояко — с образованием граната (1) или шпинели (2):



или



При понижении давления (<6 кбар) в перидотитах появляются более устойчивые плагиоклазовые парагенезисы вместо шпинелевых:



Для демонстрации указанных выше преобразований для состава лерцолита (UR17–2), рассчитаны поля устойчивости парагенезисов, показывающие РТ-области появления граната, шпинели или плагиоклаза (рис. 93). Как можно видеть из приведенной диаграммы, в высокотемпературной области появляются глиноземсодержащие фазы: гранат, шпинель, а парагенезисы с плагиоклазом, амфиболом и хлоритом занимают более низкотемпературную и/или низкobarическую часть РТ-диаграммы. Видно, что в рассматриваемой модельной системе образование гранатовых лерцоцитов возможно при давлении не ниже 14–15 кбар. Шпинелевые лерцоли-

ты устойчивы в диапазоне давлений от ~14 до 6–7 кбар, а при более низких давлениях образуются плагиоклазовые перидотиты (P1-лерцолиты). Следует добавить, что на диаграмме приведены поля устойчивости Ca-Mg (гроссуляр-пиропового) граната. Если учитывать влияние железа, то поле устойчивости Ca-Fe-Mg (гроссуляр-альмандин-пиропового) граната расширяется в область более низких давлений — до ~12 кбар (рис. 93, штриховая линия). При этом граница фациального перехода шпинелевых и плагиоклазовых перидотитов практически не меняет своего положения. Также отметим, что поле шпинелевой фазы в области шпинелевой фации перидотитов сокращается при высоких температурах (>850–900 °C) за счет роста мольной доли в породе ортопироксена с чермакитовой молекулой. Похожий эффект на устойчивость шпинели оказывает присутствие в породе хрома, об этом будет сказано подробнее ниже.

Отмеченные фациальные переходы по рассчитанной модели хорошо согласуются с многочисленными природными данными и результатами экспериментальных калибровок фаций глубинности перидотитов.

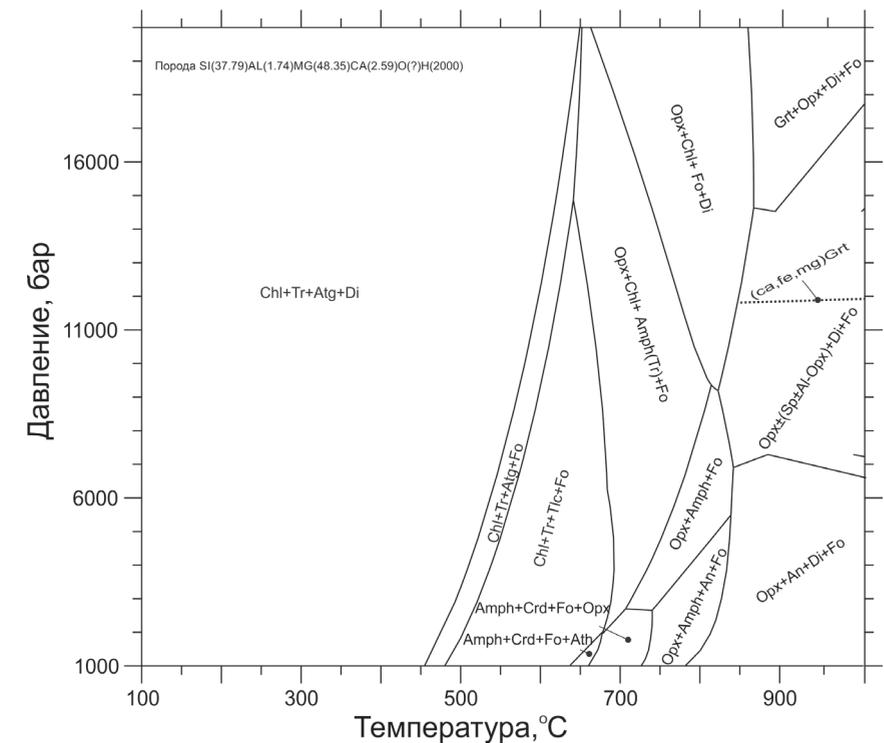


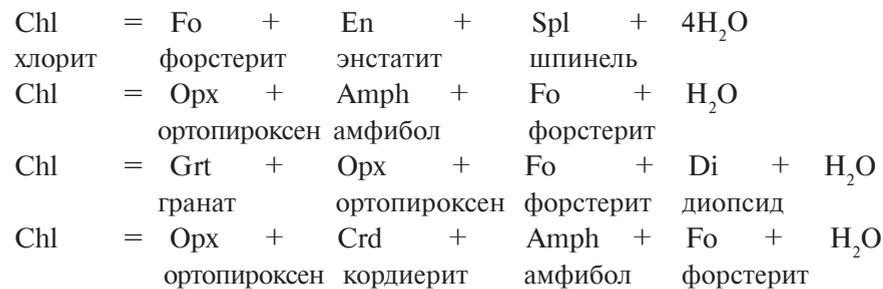
Рис. 93. Поля устойчивости минералов и их парагенезисов, рассчитанные для перидотитов в системе Mg-Al-Ca-Si-OH (водонасыщенный флюид). Пунктирной линией показано положение границы фациального перехода от гранатовых перидотитов к шпинелевым, если учесть влияние Fe

Обратим внимание на устойчивость хлорита. Известно, что магнезиальный хлорит в бескварцевых породах устойчив вплоть до условий гранулитовой фации метаморфизма (ок. 800 °С). При давлении ниже 6–7 кбар в условиях амфиболитовой фации вместо хлоритовых парагенезисов образуются амфиболовые (тремолит + чермакит), но при дальнейшем снижении температуры поля устойчивости хлоритовых парагенезисов снова начинают доминировать (рис. 93).

Появление диопсидовых парагенезисов и химические особенности клинопироксенов в высокотемпературной и низкотемпературной областях в системе CMASH не отличаются от описанных выше для системы CSMH.

В низкотемпературной области место кальциевого пироксена занимают Ca и Ca-Al амфиболы (рис. 93). Если для уровня амфиболитовой фации метаморфизма более характерен амфибол с содержанием чермакитовой молекулы 8–20 %, то при более низких температурах преобладает практически чистый тремолит. Максимальное содержание чермакита в амфиболах (~16 %) наблюдается в кордиеритсодержащем парагенезисе с антофиллитом, а в низкobarическом парагенезисе с ортопироксеном (вместо антофиллита) его содержание снижается до 8 %. При более высоком давлении, в области развития парагенезиса амфибол + оливин + ортопироксен, содержание чермакитовой молекулы в амфиболе возрастает до 20 %. Однако в парагенезисе с ортопироксеном, форстеритом и Mg-хлоритом образуется практически чистый тремолит.

Появление хлорита возможно при участии каких-либо Al-содержащих фаз (шпинель, гранат, кордиерит, амфибол, биотит) по реакциям типа:



Таким образом, хлоритовые парагенезисы в перидотитах возможны в водонасыщенных условиях при снижении температуры ниже 800 °С и умеренно высоких давлениях в высокомагнезиальных системах. Повышение железистости системы (и хлоритов) делает возможным их массовое развитие в условиях амфиболитовой фации при широком диапазоне давлений. Дальнейшее снижение температуры увеличивает поле устойчивости этого минерала, делая его одним из главных минералов измененных перидотитов наряду с серпентином.

3.3.6. Карбонатные фазы в перидотитах, влияние активности компонентов флюидной системы H₂O-CO₂

Ультраосновные породы часто содержат карбонаты железа, магния, кальция. В рассматриваемых лерцолитах и гарцбургитах Одесского карьера встречаются доломит и магнезит с примесью Fe, и реже — чистый кальцит. Парагенезисы карбонатных минералов в перидотитах необходимо анализировать, учитывая присутствие CO₂ во флюиде, т. к. от мольной доли и активности этого компонента прямо зависит устойчивость карбонатных фаз. Поэтому расчет минеральных парагенезисов с карбонатами перидотитов производился при использовании флюида, состоящего из H₂O и CO₂. Учитывая, что достоверно не известно, каким было реальное соотношение этих флюидных компонентов при минералообразовании, нужно рассмотреть минеральные превращения в перидотитах при широкой вариации активности углекислоты (или воды) в системе. Результаты таких расчетов приведены на диаграммах T — a(CO₂) для систем Mg-Si-H₂O+CO₂ и Ca-Mg-Si-H₂O+CO₂ (рис. 94, а, б).

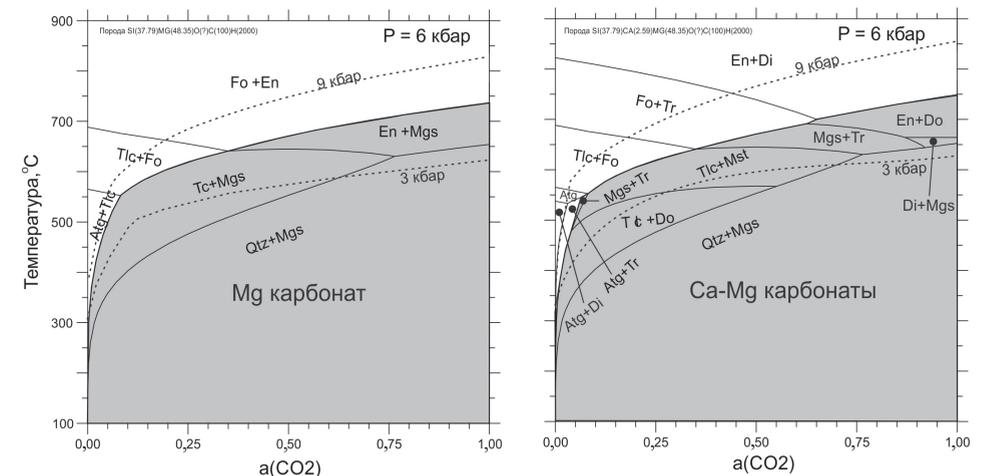
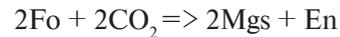


Рис. 94. Поля устойчивости карбонатных минеральных фаз в перидотитах (гарцбургитах и лерцолитах) при разной активности CO₂ (флюид H₂O-CO₂). Штриховыми линиями на обеих диаграммах показано положение границы первых карбонатных фаз при изменении давления на ±3 кбар: с повышением давления температурное поле устойчивости карбонатов возрастает

При фиксированном значении давления 6 кбар в лерцолитах (для расчетов взят состав образца UR17-2) карбонатные фазы появляются в температурном интервале от ~350 до ~700 °С в зависимости от величины активности CO₂ во флюиде. При этом такой температурный интервал образования карбонатов идентичен как для Mg, так и для Ca-Mg систем. Повышение

давления сдвигает границу появления карбонатов в высокотемпературную область, а снижение — наоборот — в низкотемпературную (рис. 94, а, б; там же показаны штриховые линии верхней границы при 3 и 9 кбар). Наиболее высокотемпературные парагенезисы доломита и магнезита образуются вместе с энстатитом при высокой активности CO_2 .



При снижении активности углекислоты (и росте активности H_2O) вместо энстатита развиваются водосодержащие магнезиальные силикаты, такие как, например, тальк:



А при более низких температурах вместо талька возникают серпентиновые парагенезисы:



Добавление в систему Fe принципиально не меняет соотношения и положение границ карбонатсодержащих минеральных парагенезисов по сравнению с вышеприведенными диаграммами за исключением образования сидеритовой фазы (FeCO_3).

Следует отметить, что парагенезисы и поля устойчивости карбонатов в низкотемпературной области могут быть несколько иными, если учесть, что анионные группы в кристаллохимической формуле реальных минералов, содержащих летучие компоненты, часто не ограничены только гидроксильной группой (ОН). Например, вхождение в некарбонатные минералы анионной группы (CO_3) будет расширять поле устойчивости таких минералов при фиксированных активностях воды или углекислоты во флюиде.

3.3.7. Минеральные парагенезисы в лерцолитах и гарцбургитах при смене РТ-параметров и участии углекислотно-водного флюида

Рассмотрим химическую систему Ca-Fe-Mg-Al-Si-O-H-C (в систему также входят флюидные компоненты H_2O и CO_2), которая наиболее полно подходит для рассматриваемых составов перидотитов, среди которых есть гарцбургиты и лерцолиты.

Поскольку лерцолиты и гарцбургиты Одесского карьера существенно отличаются по Ca/Mg, Ca/Al отношениям, то и положение полей устойчивости минералов, и равновесные минеральные парагенезисы при одинаковых Р-Т и флюидном режиме заметно отличаются (рис. 95, а, б). Особенно различия значительны в высокотемпературной области РТ-диаграмм, и связаны они с полями устойчивого сосуществования оливина и орто-

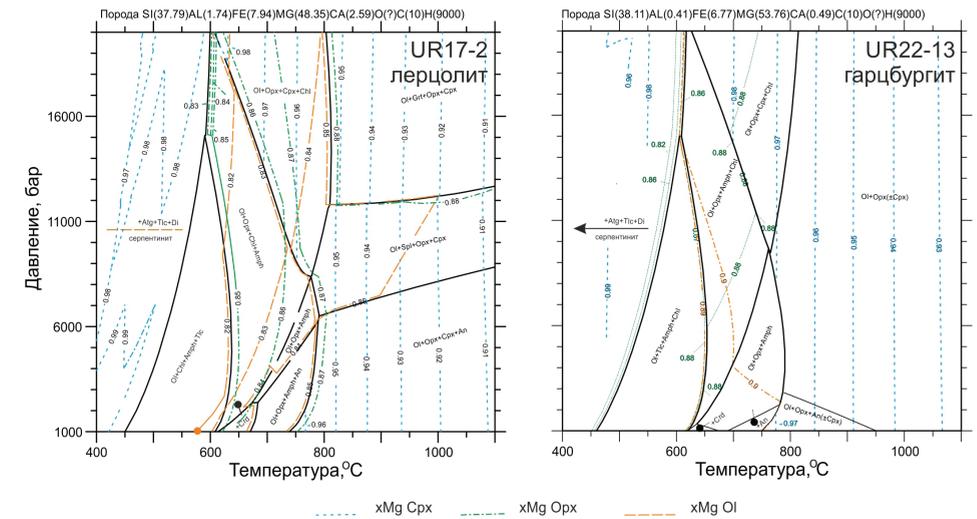


Рис. 95. Поля устойчивости минеральных парагенезисов в гарцбургитах и лерцолитах при разных Р и Т (флюид $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$). На пунктирных линиях указана величина магнезиальности минералов

пироксена с гранатом или шпинелью в лерцолитах (рис. 95, а), тогда как у гарцбургитового состава пород для аналогичной РТ-области характерен оливин-ортопироксеновый парагенезис (рис. 95, б). Отметим, что, несмотря на присутствие клинопироксена в рассчитанном высокотемпературном парагенезисе гарцбургитов, его мольная доля в 5 и более раз меньше, чем содержание ортопироксена и оливина. Расчет содержания молей разных минералов при заданных вариациях РТ-параметров будет приведен ниже.

В целом, как для составов гарцбургитов, так и лерцолитов, ранние безводные парагенезисы минералов оказались устойчивы при Т выше 780–800 °С и широком диапазоне Р. Таким образом, можно говорить об изофацильности их с условиями гранулитовой фации метаморфизма.

В условиях амфиболитовой фации метаморфизма происходит постепенное замещение клино- и ортопироксена хлоритом при высоких Р либо парагенезисом хлорит + амфибол₂ и амфиболом при умеренных и низком Р соответственно. По мере снижения Т в парагенезисах амфиболитовой фации температурная граница исчезновения клинопироксена на 100–130 °С ниже, чем у ортопироксена.

Дальнейшее понижение Т приводит к полному замещению пироксенов, при этом доминируют парагенезисы с хлоритом, амфиболом, тальком, хотя продолжает сохраняться реликтовый оливин.

В диапазоне Т = 450–550 °С начинает происходить интенсивная серпентинизация гарцбургитов и лерцолитов. Этот температурный диапазон начала образования серпентина практически не зависит от состава пород (гарцбургитового или лерцолитового), но т. к. реакция образования

антигорита (серпентина) имеет правый наклон (рис. 95, а, б), то начинается этот процесс примерно на 100 °С раньше при более высоких Р. В этой же температурной области появляется вторичный клинопироксен — чистый диопсид. Самые ранние безводные парагенезисы перидотитов (Ol+Opx+Cpx) обычно при этом полностью псевдоморфно замещаются новообразованными гидроксилсодержащими минералами.

3.3.8. Флогопитовые перидотиты, влияние K₂O на состав и границы минеральных парагенезисов

Среди Fe-Mg минералов в перидотитах нередко встречается высокомагнезиальный биотит — часто практически чистый флогопит. Устойчивость этого минерала сильно зависит от активности воды во флюиде. При низкой активности воды поле стабильности биотитов расширяется до области гранулитовой фации, что говорит о возможном сосуществовании этого минерала с ранними минералами перидотитов — оливином и пироксенами. Это подтверждается моделированием минеральных парагенезисов в системе KCFMASH (рис. 96) с использованием разных термодинамических баз данных для минералов и твердых растворов (JUN92.bs, Berman, 1992–1996; TCDS61c, Holland, Powell, 2010–2016). На приведенной диаграмме показаны равновесные минеральные парагенезисы, рассчитанные для реального состава перидотита (образец UR17–2), содержащего 1 вес. % K₂O.

Следует отметить, что магнезиальность биотита закономерно уменьшается со снижением температуры от максимального #mg = 0,93–0,94 в РТ-области гранулитовой ступени метаморфизма и до 0,5–0,6 в самой низкотемпературной части амфиболитовой фации (рис. 96, точечная линия с числами).

Таким образом, устойчивое существование флогопита в парагенезисе, включающем оливин и пироксены, вполне возможно в условиях гранулитовой фации метаморфизма при наличии калия в породе. Согласно нашим оценкам, если в перидотитах содержание K₂O превышает 1–1,5 вес. %, то в высокотемпературной области (>700 °С) образуется флогопит, который потребляет глинозем, препятствуя образованию таких фаз, как гранат и шпинель. Также существенно, что шпинелевые парагенезисы сокращаются из-за того, что в высокотемпературный метаморфический ортопироксен входит часть глинозема из системы. В условиях температур амфиболитовой фации и ниже, вместо шпинелевых фаз образуются глиноземсодержащие хлориты и/или амфиболы. Следует предполагать, что в этом случае при распаде хромистых шпинелей могут образоваться чистые хромиты или другие богатые хромом минералы.

3.3.9. Хром и его влияние на стабильное сосуществование минералов в перидотитах

Поскольку перидотиты обычно отличаются от других магматических пород повышенным содержанием хрома, предпринимались попытки оценить влияние этого элемента на стабильность минеральных парагенезисов. Судя по некоторым данным (Perkins, Anthony, 2011), в системе Cr₂O₃-SiO₂-

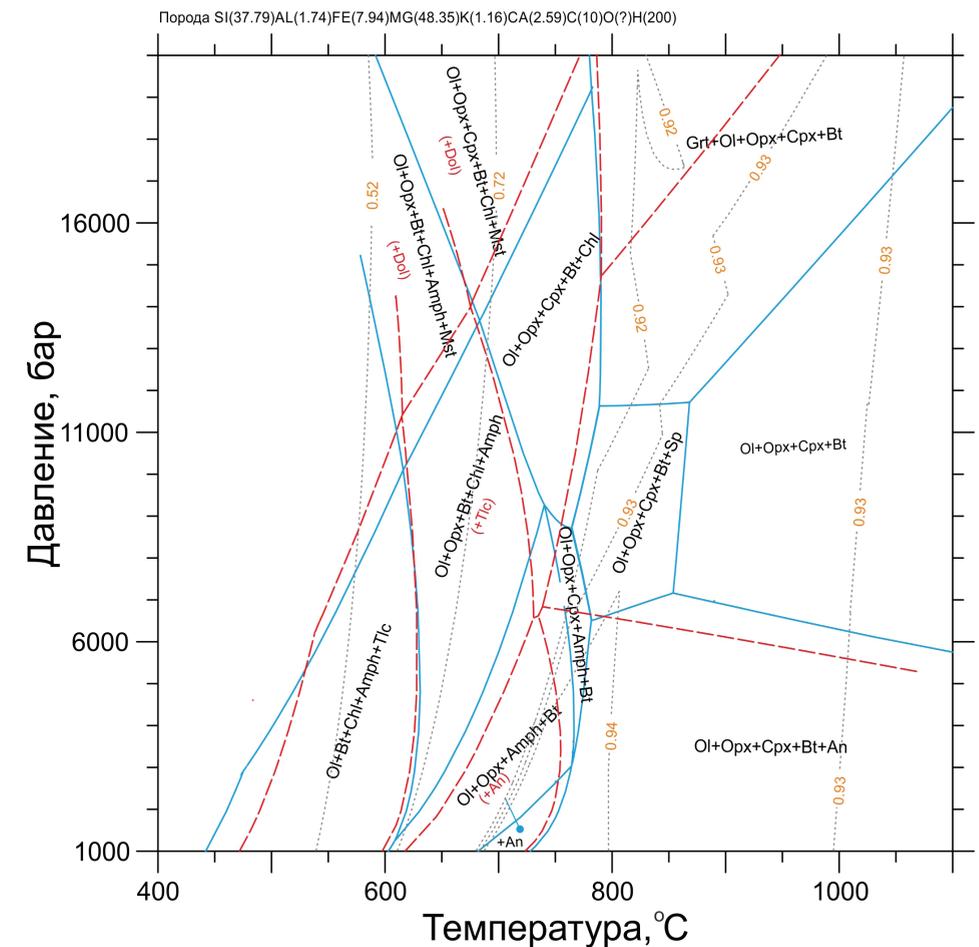


Рис. 96. Поля устойчивости минералов и их парагенезисов, рассчитанные для перидотитов в системе K-Fe-Mg-Al-Ca-Si-OH (флюид H₂O+CO₂). Линии с длинным пунктиром показывают расчеты с использованием термодинамической базы данных минералов и моделей твердых растворов по Т. Холланду и Р. Пауэллу (Holland, Powell, 2010–2016). Сплошными линиями показаны реакции, полученные по термодинамическим данным Р. Бермана (Berman, 1992–2010, (по de Capitani, 2010)), следует отметить высокую сходимость двух результатов расчетов. Точечной линией с числами показана магнезиальность биотитов

Al_2O_3 -FeO-MgO-CaO- Na_2O , где при оценке термодинамических свойств минералов перидотитов учитывается вхождение и перераспределение хрома между хромистыми оливином, пироксенами, гранатом и хромшпинелью, отмечается снижение на 2–3 кбар границы фациального перехода от гранатовых к шпинелевым перидотитам. Применение термодинамической базы вышеуказанных авторов для ультраосновных пород Одесского карьера показало, что снижение границы фации гранатовых и шпинелевых перидотитов достигает даже 4–5 кбар. Следует отметить, что противоречиво этому интерпретируется влияние хрома в другой работе (*Bucher, Grapes, 2010*), в которой предполагается, что хром входит главным образом в шпинели, тем самым расширяя РТ-поле устойчивости перидотитов шпинелевой фации.

Для разрешения этих противоречий мы попытались использовать новые термодинамические свойства и модели растворов у фаз, в которые может входить хром (*Klemme, 2004, Klemme et al., 2009; Ghiorso et al., 2002; Connolly, 2015*: интернет-ресурс) и др.). Расчеты модельных систем с участием хрома по этим данным указывают на сокращение полей устойчивости хром-шпинелевых парагенезисов. Вероятно, что наличие или отсутствие хромистой шпинелевой фазы в большей степени контролируется такими отношениями в породе, как K/Al, Mg/Al и т. п., а не сколько количеством хрома в породе. Указанные выше петрогенные элементы определяют возможность появления разнообразных (кроме шпинелей) порообразующих минералов, в которые перераспределяется Cr из системы.

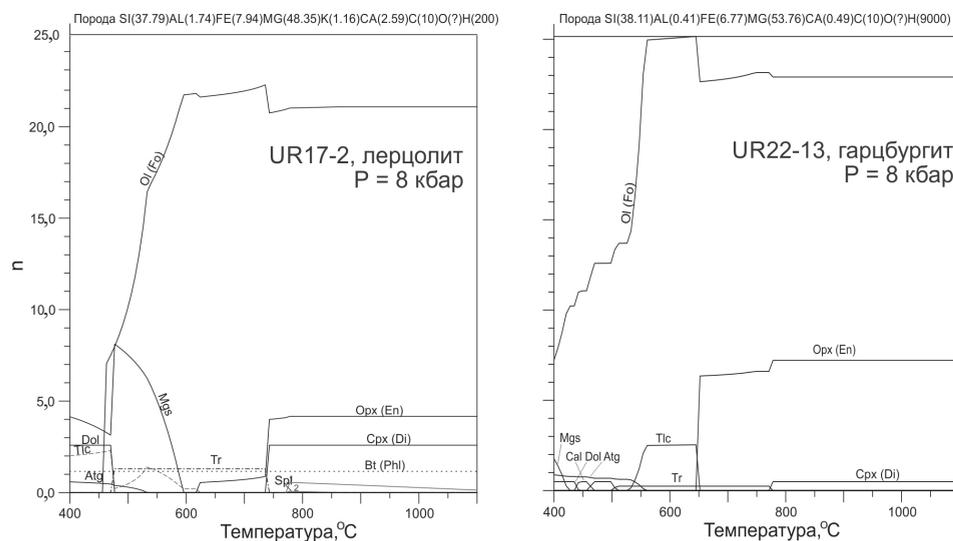


Рис. 97. Изменение мольных долей минералов для пород перидотитового состава с изменением температуры и произвольном давлением (здесь — 8 кбар)

3.3.10. Изменение мольных долей минералов в перидотитах с изменением внешних условий (температуры и/или давления)

Выше нами были рассмотрены качественные изменения в минеральных составах перидотитов при смене давления, температуры и флюидного режима. Очевидно, что для количественной оценки соотношения разных минеральных фаз с изменением внешних условий метаморфизма нам нужно выбрать тот или иной РТ-тренд, для которого будет проводиться такой анализ.

Для общей иллюстрации количественных соотношений минералов предположим, что рассматриваемые перидотиты подверглись метаморфизму (не имеет значения для количественного анализа — был ли метаморфизм прогрессивный или регрессивный) при фиксированном давлении 8 кбар (которое предполагается по РТ-оценке вмещающих перидотиты гранулитов). Изменение мольных долей минералов с изменением температуры в разных по составу породах приводится на рис. 97.

Следует отметить, что рассчитанные соотношения минералов достаточно хорошо воспроизводят данные петрографических наблюдений.

3.3.11. Заключение и выводы

1. Минеральные парагенезисы, возникающие в перидотитах, весьма чувствительны к небольшим изменениям валовых составов пород. Большинство наблюдаемых минералов и их парагенезисы в изученных породах возникают при смене РТ условий благодаря существованию небольших дисперсий в исходных химических составах перидотитов. Таким образом, преобладающее большинство наблюдаемых минералов в перидотитах удастся воспроизвести при моделировании минералообразования в условиях закрытой системы (что не касается флюидной фазы).

2. Ранние минеральные парагенезисы перидотитов указывают на принадлежность пород к шпинелевой фации глубинности. Метаморфические минеральные парагенезисы перидотитов указывают на их изофациальность с умеренно-глубинным (7–9 кбар) гранулитовым метаморфизмом, аналогичным тому, который фиксируется по парагенезисам минералов во вмещающих перидотиты кристаллосланцах и гнейсах. Наблюдаемый переход от шпинелевых перидотитов в плагиоклазовые отражает, скорее всего, регрессивный путь эволюции пород. Согласно расчетам, при температурах «амфиболитовой» фации метаморфизма изученные перидотиты перешли порог «глубинности» от 7–8 к 6 кбар и ниже.

3. Вариации составов некоторых включений перидотитов и, соответственно, изменения минеральных составов происходили, скорее всего, в коровых

условиях, когда в систему поступили в незначительном количестве кремнезем, щелочи и, возможно, глинозем. Вероятно, что такие «добавки» указанных элементов появились при взаимодействии перидотитового расплава с расплавом более кислого (основного) состава, что определило тренд смещения составов в сторону полевых шпатов (см. рис. 98, стрелка красного цвета).

4. В целом можно сказать, что и вторичные минералы перидотитов образовались не только при разных РТ-параметрах, а также при изменении химизма среды. Этим можно объяснить, например, разные составы амфиболов (появление Na-Al амфиболов), наличие биотитов разного состава и многие тому подобные минеральные особенности пород. К таким особенностям можно отнести и спорадическое появление карбонатных фаз. Вероятнее всего, гидратированные и карбонатные фазы появились при взаимодействии перидотитов с H_2O , H_2O-CO_2 флюидами (см. рис. 98, тренд, указанный стрелкой синего цвета). Неоднородность и некоторая «хаотичность» появления вторичных минералов в перидотитах указывает, что эти вторичные изменения происходили уже по ранее тектонически фрагментированному (тектонизированному) перидотитам.

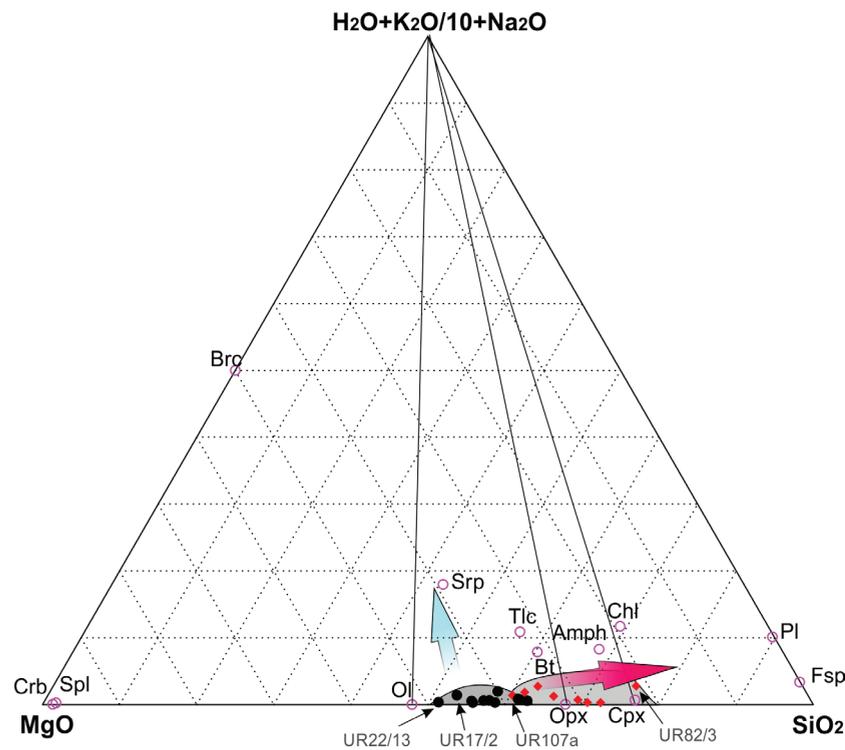


Рис. 98. Составы перидотитов и пироксенитов Одесского карьера с отражением средних составов слагающих их минералов и двух ведущих трендов смещения валового состава пород

ГЛАВА 4. ПРИМЕНЕНИЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ УТОЧНЕНИИ УСЛОВИЙ ЭВОЛЮЦИИ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ

Методы изотопной геохимии и изотопной геохронологии являются составной частью работ, связанных с периодизацией докембрия, — стратификация и расчленение толщ, выявление временных рамок петрогенетических процессов и т. п. Весьма ценным является, например, хроностратиграфический подход, который опирается на всесторонний анализ отложений в стратотипических и опорных разрезах и предполагает получение комплексной характеристики выделенных стратиграфических подразделений и их границ (Семихатов, 1995). Особый интерес в таких случаях приобретает датирование осадочных глобулярных слоистых силикатов (ГСС), которые образовались *in situ* и позволяют получать прямую информацию о времени накопления осадочных последовательностей. Однако эффективность изотопного датирования с помощью этих геохронометров определяется степенью их постдиагенетических преобразований, связанных с особенностями литогенеза датируемых серий.

Накопленные на сегодняшний день всесторонние данные говорят о том, что нельзя переоценить вклад изотопно-геохимических исследований и изотопного датирования при изучении докембрийской истории Земли, т. к. зачастую высокая степень преобразования пород и минералов только на уровне изучения информативных изотопных систем позволяет подойти к расшифровке геологической летописи прошлого. В данной главе рассматриваются различные приемы и подходы при изучении докембрийских комплексов сложного генезиса.

4.1. ТОНКАЯ СТРУКТУРА ГЛОБУЛЯРНЫХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ — КЛЮЧ К ОЦЕНКЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ЗНАЧИМОСТИ ИХ ИЗОТОПНОГО ВОЗРАСТА

С проблемой интерпретации геологического значения K-Ag и Rb-Sr датировок ГСС исследователи столкнулись уже в 1950-е гг., когда эта группа минералов стала широко использоваться в качестве изотопных геохронометров (Wasserburg et al., 1956; Lipson, 1956; Cormier, 1956; Curtis, Reynolds, 1958; Амирханов и др., 1957; Сардаров, 1958; Рубинштейн и др., 1959; Полевая, Казаков, 1960; и др.). Результаты во многих случаях находились в хорошем согласии с биостратиграфическими данными или с изотопными возрастными прорывающими магматогенных пород. Однако наряду с этим были получены как «удревненные», так и «омоложенные» возрастными значениями, которым требовалось найти объяснение и выявить критерии пригодности ГСС для изотопного датирования.

«Удревненные» датировки ГСС объяснялись присутствием переотложенных зерен минералов из более древних осадочных отложений, использованием для определения изотопного возраста недостаточно чистого в минералогическом отношении материала (например, примеси хлоритизированного биотита), наличием неперекристаллизованного детритового материала в пределах глобул и наследованием радиогенных изотопов от минералов-предшественников (Казаков, 1964; Рубинштейн, 1967; McDougall, 1977; и др.). Выполненные в 1980-е гг. исследования механизма наследования радиогенных элементов мезо-кайнозойскими глауконитами (Odin, Dodson, 1982; Clauer et al., 1992a; 1992b) действительно показали, что стратиграфически ценные возрастными значениями могут быть получены только для тех зерен, в которых процесс глауконитизации на ранней стадии диагенеза, выражающийся, в частности, в значительном росте содержания калия, завершен или недалек от завершения.

В качестве причин «омоложения» ГСС рассматривались постдиагенетические нарушения их K-Ag и Rb-Sr изотопных систем, связанные с фиксацией материнских элементов разбухающими слоями минералов, и/или диффузионной или ионообменной потерей радиогенных продуктов (Hurley et al., 1960; Кац и др., 1974; Анруб, Левский, 1976). Событиями, приводящими к «омоложению», обычно считались либо погружение глауконит-содержащих осадков и связанное с ним изменение физико-химических параметров среды (давление, температура, состав поровых растворов и др.), либо слабые тектоно-термальные воздействия (Odin, 1982). Однако многие толщи, содержащие «омоложенные» ГСС, не дислоцированы и никогда не погружались на глубину более 1–1,5 км (Grant et al., 1984; Morton, Long, 1984;

Семихатов и др., 1987). В пользу низкотемпературного характера постдиагенетических нарушений изотопных систем ГСС свидетельствовали и результаты изучения цветового индекса органостенных микрофоссилий, ассоциированных с этими минералами (Hayes et al., 1983; Семихатов и др., 1989). Характерная окраска микрофоссилий, выделенных из глауконитсодержащих пород, является действенным показателем того, что вмещающие их породы не подвергались термальным воздействиям, которые могли бы превратить K-Ag и Rb-Sr изотопные системы ГСС в открытые.

В результате изучения мезо-кайнозойских ГСС было предложено (Odin, Dodson, 1982) несколько критериев пригодности этих минералов для использования их в качестве надежных геохронометров: глобулярная форма зерен, относительно крупные их размеры, приуроченность к малопористым породам, отсутствие следов вторичных изменений, высокая плотность и парамагнитная восприимчивость, высокая степень совершенства структуры (политип 1М), небольшое содержание разбухающих слоев и значительное содержание K_2O (более 7%). В 1970–1980-е гг. существенный вклад в поиск критериев пригодности глауконита для определения пределов его использования в качестве надежного геохронометра внесла И. В. Николаева (1981; 1986). Она систематизировала многочисленные литературные и собственные данные, используя палеонтологические, литолого-стратиграфические, минералого-петрографические и отдельные структурно-кристаллохимические характеристики, полученные для глауконитов и вмещающих пород разного литологического типа и возраста. При анализе материала устанавливалась принадлежность зерен к ГСС глауконит-иллитового ряда и их генезис (аутигенные, переотложенные, терригенные), а на основе статистической обработки результатов химического анализа проводилась отбраковка «измененных» разностей, соотношение элементов в которых не соответствовало типоморфным, свойственным в однотипных формациях «неизменным» ГСС. На основании рентгеновского изучения ГСС И. В. Николаевой вместе с М. Ю. Каменевой (Каменева и др., 1981; Николаева и др., 1981) были предприняты попытки выявить структурные особенности подобных «неизменных» и «измененных» разностей и сформулированы требования к выбору материала для изотопного датирования: аутигенность ГСС и сохранность их первичного состава и структуры (Николаева, 1986). Указанный подход, однако, затруднен для древних (кембрийских и докембрийских) глауконитов и их Al-аналогов, поскольку среди них вряд ли возможно найти совсем неизменные разности. Поэтому для таких глауконитов в качестве критериев сохранности предлагались аутигенность, глобулярность и отсутствие следов выветривания зерен в мономинеральных фракциях (Гаррис и др., 1964), которые должны быть

однородно окрашенными в темно-зеленый (до черного) цвет и характеризоваться близкой магнитной восприимчивостью (Горожанин, Кутявин, 1986).

Развитие физических методов исследования минералов (электронографии, рентгеновской дифрактометрии, инфракрасной и мессбауэровской спектроскопии, электронного парамагнитного резонанса) позволило выяснить, что ГСС (и в том числе глауконит) со сходными физическими свойствами и химическими составами могут различаться тонкой структурой, то есть характером катионного упорядочения (Dainyak et al., 1992; 2004; 2009; Drits et al., 1997), и, кроме того, иметь различную историю становления изотопных систем (Семихатов и др., 1987).

В конце прошлого века с помощью методов электронографии, рентгеновской дифрактометрии (Besson et al., 1983; Coey et al., 1984; Tsipursky, Drits, 1984; Sakharov et al., 1990; Drits, McCarty, 1996; Drits et al., 1997; Cuadros, 2002) и EXAFS-спектроскопии (Manceau et al., 1998; 2001) была установлена вакантность транс-октаэдров в диоктаэдрических 2:1 железистых филлосиликатах, к которым относится и глауконит, и впервые дублеты в мессбауэровских спектрах железистых филлосиликатов были соотнесены с присутствием ионов Fe^{3+} и Fe^{2+} в цис-позициях в однородных (изовалентных) и неоднородных (гетеровалентных) типах их локальных окружений (Дайняк и др., 1984). Следующим шагом было основанное на данных ИКС, представляющих информацию о количестве пар катион-ОН-катион (Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} , Al^{3+} в различных комбинациях), моделирование распределения октаэдрических катионов. Полученные в результате моделирования расчетные данные (вероятности встречаемости Fe^{3+} в различных локальных окружениях октаэдрическими катионами: 2MgAl , AlMgFe^{3+} , 3Al и т. д.) затем сопоставлялись с интенсивностями мессбауэровских дублетов квадрупольного расщепления от ионов Fe^{3+} в локальных окружениях, отвечающих различным комбинациям изоморфных катионов (Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg , Al) (Drits et al., 1997). Несколько позднее теоретические расчеты стали проводиться для ионов как трех-, так и двухвалентного железа, входящих в состав октаэдрической сетки ГСС, что позволяло учесть вклад парциального квадрупольного расщепления от определенного типа окружений в суммарное квадрупольное расщепление, тогда как прежде катионные окружения Fe^{3+} - и Fe^{2+} -ионов просто подразделялись лишь на однородные (образованные равновалентными ионами) и неоднородные (образованные разновалентными ионами). Сгруппированные по новому принципу значения вероятностей существования определенных катионных окружений для Fe^{3+} - и Fe^{2+} -ионов (S^{calc}) статистически сопоставлялись с величинами интегральных интенсивностей соответствующих дублетов квадрупольного расщепления (S^{fit}) в мессбауэровских спектрах. Учет вклада парциального ква-

друпольного расщепления от каждого типа окружений Fe^{3+} - и Fe^{2+} -ионов позволял рассчитать модельные значения квадрупольных расщеплений каждого дублета (Δ^{calc}) и также сравнивать их с мессбауэровскими данными (Δ^{fit}) (Dainyak et al., 2004; 2009).

Основываясь на вышеописанном способе группировки дублетов, разработанным Л. Г. Дайняк с коллегами (Dainyak et al., 2004; 2009), Т. С. Зайцева с соавторами (Зайцева и др., 2016) предложили метод прямой суперпозиции, применимый в рамках разработанной компьютерной программы «Optima». Этот метод позволяет моделировать мессбауэровский спектр на основе химического анализа исследуемого ГСС и статистически сравнивать его с реальным мессбауэровским спектром, а также сопоставлять с данными ИК-спектроскопии, представляющей информацию о количестве пар октаэдрических катионов в цис-позициях (катион-ОН-катион).

Сопоставление мессбауэровских данных и результатов моделирования распределения катионов показало, что «омоложенные» глаукониты, потерявшие радиогенные ^{87}Sr и ^{40}Ar в ходе низкотемпературной постдиагенетической перекристаллизации, отличаются по своей структуре от глауконитов, сохранивших первичные Rb-Sr и K-Ar системы. Это означает, что потеря радиогенных продуктов глауконитами, вероятно, связана не с термальной диффузией, а является прямым следствием низкотемпературной (Morton, Long, 1984) трансформации тонкой структуры этих минералов. Рассмотрение причин, которые могли бы вызвать структурную трансформацию глауконита, показало, что она может быть результатом как окисления железа — замещения Fe^{2+} -ионов Fe^{3+} -ионами (Yakovleva et al., 1995; Горохов и др., 1997; Ивановская и др., 2003), так и иллитизации — замещения Fe^{2+} , Mg^{2+} и Fe^{3+} -ионов Al^{3+} -ионами (Зайцева и др., 2005). Процесс окисления Fe^{2+} -ионов вполне реален в условиях регрессивного катагенеза при подъеме осадочных толщ в зону циркуляции богатых кислородом метеорных вод. Анализ палеотектонических обстановок, существовавших в зонах «омоложения» глауконитов (Семихатов и др., 1989; Горохов и др., 1997), свидетельствует в пользу такой возможности. В свою очередь, исследования А. В. Копелиовича (1965), М. Я. Каца с соавторами (1974), В. Д. Шутова с коллегами (1975) показали, что искажение значений изотопного возраста может происходить и в связи с постдиагенетическим замещением Mg^{2+} -, Fe^{2+} - и Fe^{3+} -ионов на Al^{3+} .

Таким образом, результаты моделирования распределения катионов позволяют оценить значения вероятностей существования определенных катионных окружений для октаэдрических Fe^{3+} - и Fe^{2+} -ионов. Эта оценка осуществляется как для случаев неупорядоченного и «доменно-упорядоченного» распределений ионов, возникавших на стадии формирования

глауконита, так и для случаев вторичных изменений распределений ионов. Эффективность этого подхода была показана ранее при моделировании диагенетических процессов (Горохов и др., 1995б; Зайцева и др., 2008; 2016; 2017; Голубкова и др., 2015; Zaitseva et al., 2009; и др.), а также вторичных изменений силикокластических осадочных пород (Горохов и др., 1997; Ивановская и др., 2003; Зайцева и др., 2005; Zaitseva et al., 2009). Статистическая оценка согласия теоретических и экспериментальных данных позволяет выбрать наиболее подходящий вариант структуры ГСС и связать полученное значение изотопного возраста с конкретным геологическим (геохимическим) событием, вызвавшим соответствующее структурное преобразование минерала.

В настоящей работе на примере ГСС двух свит из рифейских отложений Оленекского поднятия Сибири представлены теоретические оценки характера распределения октаэдрических катионов для разных моделей, отражающих последовательные стадии формирования ГСС. Показано, что комплексное минералогическое, геохимическое, кристаллохимическое и изотопно-геохронологическое изучение ГСС глауконит-иллитового ряда с последующим сопоставлением результатов моделирования с данными мессбауэровской и ИК-спектроскопии позволяет предполагать, являются ли сегодняшние кристаллохимические и изотопно-геохронологические характеристики ГСС изначальными или вторичными. Таким образом, открывается возможность различать «неомоложенные» Rb-Sr и K-Ar датировки, отвечающие времени раннего диагенеза и пригодные для целей стратиграфии, от «омоложенных», отражающих возраст постдиагенетических преобразований.

4.1.1. Методика

Образцы глауконитсодержащих пород были отобраны из рифейских отложений на Оленекском поднятии Сибири (рис. 99). Образцы отбирались из нижнерифейской осорхятинской свиты вдоль рек Ортоку-Эекит (обр. 560/1, 560/2) и Бургалджи (обр. 2076, 558), а также из двух нижних подсвит среднерифейской дебенгдинской свиты на берегах рек Оччугуй-Сололи (обр. 550, 550Б, 551, 553, 553/1, 561) и Улахан-Сололи (обр. 554, 555А, 555/1, 555Б).

Минералого-геохимические исследования. Выделение мономинеральных фракций ГСС проведено после рассеивания раздробленной породы и сепарации размерных фракций на электромагнитах СЭМ-1 и СИМ-1. Каждая размерная фракция была подвергнута ультразвуковой обработке в дистиллированной воде, после чего была разделена по плотности в интервале

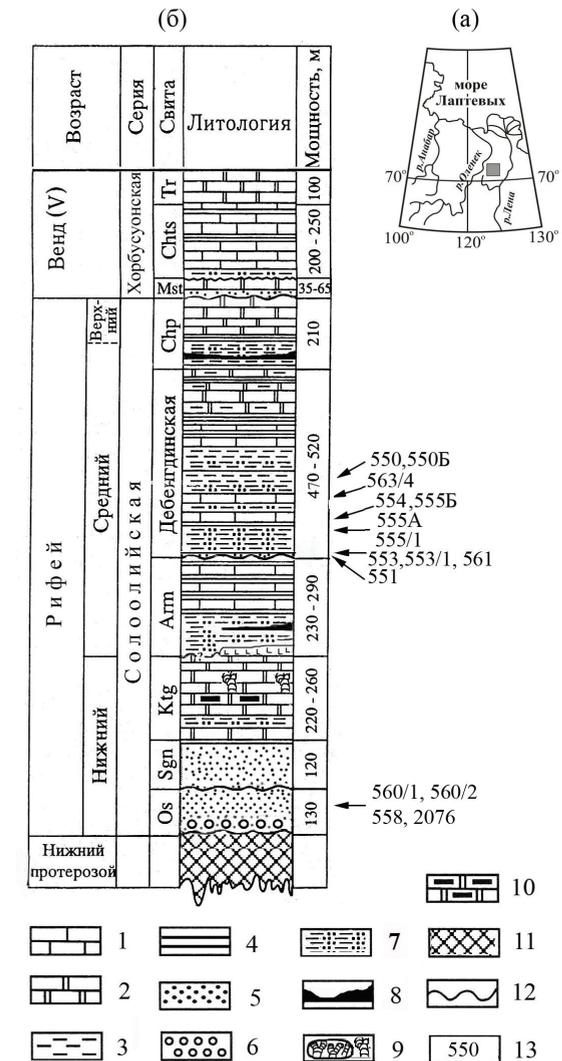


Рис. 99. Положение Оленекского массива (а) и строение разреза его докембрийских отложений (б).

1 — известняки, 2 — доломиты, 3 — алевролиты, 4 — аргиллиты, 5 — песчаники, 6 — конгломераты, 7 — чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников, 8 — прослой глауконититов, 9 — биогермы столбчатых строматолитов, 10 — доломиты с линзами и прослоями кремней, 11 — метаморфические породы фундамента Сибирской платформы, 12 — перерывы и несогласия, 13 — положение изученных образцов в разрезе сололийской серии. Свиты: Os — осорхятинская, Sgn — сыгынахтахская, Ktg — кютингдинская, Arm — арымасская, Chp — хайпахская, Mst — маастакская, Chts — хатыспытская, Tr — туркутская

от 2,6 до 2,9 г/см³ с шагом, равным 0,05 г/см³. На завершающем этапе зерна очищались от примесей иголкой под бинокулярным микроскопом.

Мономинеральные фракции зерен изучались с помощью традиционных оптических методов и под сканирующим электронным микроскопом (СЭМ) «Стереоскан-600», а также с использованием рентгеновской дифракции, классического химического и микронзондового анализов и инфракрасной спектроскопии.

Рентгеновские дифракционные картины для выделенных зерен, а также для их ориентированных препаратов были получены в ГИН РАН с помощью дифрактометров ДРОН-2, ДРОН-4-13 и D-8 Advance (Bruker) с использованием CuK_α излучения. Дифракционные картины регистрировались в интервале углов от 3 до 34,5° 2 θ для ориентированных и от 3 до 64° 2 θ для неориентированных порошковых препаратов.

Детальные исследования микроструктуры и состава зерен слоистых силикатов по их профилям были проведены с использованием растрового электронного микроскопа JEOL JSM 6510LA с энергодисперсионным спектрометром JEOL JED-2200 в ИГГД РАН. Зерна помещались в эпоксидные шашки, поверхность которых затем полировалась, и на нее напылялась пленка углерода. Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 2 нА, ZAF метод коррекции матричных эффектов. Фотографии получены в обратно отраженных электронах в режиме композиционного контраста. Разрешающая способность анализатора 6 мкм. Предел обнаружения определяемых элементов 0,1 %. Погрешность определения ± 1 %.

Rb-Sr и K-Ar геохронометрия. При изучении Rb-Sr систематики ГСС растертые зерна разлагались в смеси HF, HCl и HNO₃ при температуре 100°C в течение трех суток. Содержания Rb и Sr в ГСС после ионообменного выделения определялись в ИГГД РАН методом изотопного разбавления со смешанным индикатором, обогащенным изотопами ⁸⁷Rb и ⁸⁴Sr. Из тех же данных вычислялось и отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. При изучении Rb-Sr систематики ГСС осорхатинской свиты (образец 2076) зерна минерала, кроме того, предварительно обрабатывались (выщелачивались) 1N HCl для удаления Sr, как входящего в состав аутигенных несиликатных минералов, так и адсорбированного на поверхности глауконитовых зерен, после чего кислотная вытяжка отделялась от остатка центрифугированием. Остаток разлагали в смеси HF, HCl и HNO₃ и далее обрабатывали, как указано выше. Построение Rb-Sr изохроны для глобулярных слоистых силикатов дебенгдинской свиты осуществлялось с использованием Rb-Sr данных для известняка (обр. 563/4), который был отобран рядом с образцами ГСС в этой свите. Порошкообразные фракции ГСС дебенгдинской свиты предварительно обрабатывались 1N раствором ацетата аммония для удаления

Sr, адсорбированного на поверхностях зерен. Такой же обработке подвергался и препарат известняка для удаления вторичного, более позднего карбонатного материала (*Горохов и др.*, 1995а).

Измерение изотопного состава Rb проводилось в ИГГД РАН на одноколлекторном масс-спектрометре МИ 1320, а для определения изотопного состава Sr использовался многоколлекторный масс-спектрометр Finnigan MAT 261 в режиме одновременной регистрации ионных токов всех изотопов. Среднее значение отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в изотопном стандарте NIST SRM-987 Национального института стандартов и технологий США во время проведения настоящей работы составляло 0,71026 \pm 0,00001 (погрешность среднего значения 2 σ_{cp} , n = 16). Аналитическая погрешность определения отношения ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr в минералах оценивалась равной ± 1 % (2 σ), а отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr — $\pm 0,1$ % (2 σ). Воспроизводимость и правильность методики проведения исследований контролировались анализом стандартного полевого шпата NIST 70а. Средние содержания Rb и Sr и отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в этом образце в процессе работы составляли соответственно 523 и 65,5 г/т и 1,20075.

Для определения содержания калия применялся метод пламенной фотометрии, а для определения содержания радиогенного ⁴⁰Ar использовался метод изотопного разбавления с индикатором, обогащенным ³⁸Ar. Изотопный анализ Ar выполнялся в ИГГД РАН на масс-спектрометре МИ 1330 с автоматизированной системой управления и обработки информации (*Друбецкой, Спрингсон*, 1982; *Семихатов и др.*, 1989). Изучаемые образцы не подвергались предварительной температурной тренировке. Для калибровки индикатора ³⁸Ar использовались стандартные образцы: биотит А-70, мусковит Bern-4М и глауконит GL-O. Аналитическая погрешность отношения ⁴⁰Ar/³⁸Ar равнялась $\pm 0,2$ %, а ⁴⁰Ar/³⁶Ar — ± 3 %. Воспроизводимость определения содержания K и радиогенного ⁴⁰Ar оценивалась равной ± 3 % (2 σ).

При вычислении K-Ar и Rb-Sr возрастов использовались константы, рекомендованные Подкомиссией по геохронологии IUGS (*Steiger, Jäger*, 1977): $\lambda_{\text{K}}=0,581 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, $\lambda_{\text{Rb}}=4,962 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹ и $\lambda_{\text{Rb}}=1,42 \cdot 10^{-11}$ год⁻¹. Параметры изохрон рассчитывались полиномиальным методом наименьших квадратов (*McIntyre et al.*, 1966; *Шуколюков и др.*, 1974). Погрешности Rb-Sr возрастов приведены на уровне двух стандартных отклонений (2 σ). Погрешности единичных определений K-Ar возрастов оцениваются как ± 4 %.

Мессбауэровская спектроскопия. Химическое состояние железа и положение его атомов в структуре ГСС оценивались методом мессбауэровской спектроскопии. Отобранные под бинокулярным микроскопом глобулы растирались в агатовой ступке под слоем ацетона, чтобы избежать окисления железа в процессе растирания. Мессбауэровские спектры были

получены в ИГГД РАН при комнатной температуре на установке электродинамического типа с постоянным ускорением ЯГРС-4 на базе многоканального анализатора LP-4840. Аппаратурная ширина линии в спектре эталонного α -Fe составляла $0,21 \pm 0,01$ мм/с. Растертые зерна минерала смешивались с полиэтиленовым порошком, а полученный поглотитель прессовался в виде конуса. Угол между нормалью к образующей конуса и направлением к источнику гамма-излучения составлял в мессбауэровском спектрометре $54,7^\circ$ и позволял исключить асимметрию дублетов квадрупольного расщепления, связанную с текстурированием образца — преимущественной ориентацией частиц исследуемого минерала (*Pfannes, Gonser, 1973; Ericsson, Wäppling, 1976*). Поэтому при разложении спектра на составляющие можно было вводить условия равенства полуширин и интенсивностей линий в дублете. Плотность поглотителя по природному железу не превышала 5 мг/см^2 . Качество разложения спектра оценивалось при помощи критерия Пирсона (χ^2).

ИК-спектроскопия. Инфракрасные спектры поглощения ГСС были получены в ГИН РАН при помощи ИК Фурье-спектрометра VERTEX 80v фирмы Bruker, оснащенного детектором DTGS и KBr-светоделителем. Для каждого образца производилось 256 сканирований в средней области ($4000\text{--}400 \text{ см}^{-1}$) в условиях вакуумной откачки с разрешением 4 см^{-1} . Для съемки были подготовлены KBr-таблетки. Образец массой $0,5 \text{ мг}$ растирался со спиртом в агатовой ступке в течение 1 мин, затем после добавления 200 мг KBr растирался еще в течение 2–3 мин. Полученная смесь помещалась в пресс-форму диаметром 13 мм и подвергалась давлению 10 т в течение 10–15 мин при вакуумировании в гидравлическом прессе. Далее полученный препарат помещался в стеклянный бюкс с CaCl_2 и прогревался в течение 20–24 часов при температуре 105°C . Обработка полученных результатов была проведена при помощи программы OPUS 7.0. Коррекция базовой линии производилась в автоматическом режиме методом рассеивания Rubberband (количество точек — 64).

Сопоставление теоретических картин распределения катионов в октаэдрической сетке ГСС с данными мессбауэровской и ИК-спектроскопии. Указанное сопоставление позволяло получить информацию не только о последовательных структурных изменениях слоистых силикатов на стадиях глауконитизации, но и об их возможных постдиагенетических преобразованиях и таким образом связать эту информацию с сохранностью изотопных систем минерала. Теоретическая картина реализуется путем построения модельного мессбауэровского спектра на основе расчета значений квадрупольного расщепления и интенсивности дублетов от октаэдрических катионов Fe^{3+} и Fe^{2+} (*Дайняк и др., 1984, Dainyak et al., 2004*).

Моделирование распределения октаэдрических катионов в структуре глобулярных слоистых силикатов основано на концепции об их формировании и преобразовании (*Odin, Dodson, 1982; Clauer et al., 1992a; 1992b; Горюхов и др., 1995b; 1997*), согласно которой-предшественником глобулярных силикатов является некоторая глинистая матрица с неупорядоченным распределением октаэдрических катионов. На начальной стадии глауконитизации (раннего диагенеза осадков) содержание K_2O в преобразуемом глинистом материале не превышает $4,5 \%$, а радиогенные элементы, унаследованные из минерала-предшественника, еще удерживаются в структуре слоистого силиката. На завершающей стадии глауконитизации происходит значительное увеличение содержания калия (K_2O до $6\text{--}8 \%$), а доля разбухающих (сметитовых) слоев уменьшается до $10\text{--}20 \%$. В итоге наблюдается перекристаллизация начального субстрата, что приводит к «упорядочению» распределения катионов и кластеризации октаэдрической сетки минерала. При полном упорядочении, которое встречается, например, в селадонитах (*Daynyak, Drita, 1987*), двухвалентные катионы «стремятся» окружить себя трехвалентными, а трехвалентные — двухвалентными, что и определяет равномерное чередование двух- и трехвалентных катионов. Однако такое упорядочение в природе происходит не часто, и обычно для структуры ГСС характерен доменный характер распределения катионов, который обусловлен, с одной стороны, стремлением катионов к упорядочению, т. е. готовностью окружить себя двух- или трехвалентными разностями, а с другой стороны, стремлением к сегрегации катионов определенного состава (*Drita et al., 1997; Cuadros et al., 1999; Sainz-Diaz et al., 2001; 2003; Дриц и др., 2010; Dainyak et al., 2013*), что ведет к образованию доменов трех видов: (1) преимущественно алюминиевого, (2) железистого и (3) смешанного состава. Химические и структурные преобразования влекут за собой потерю унаследованных глинистой матрицей радиогенных изотопов ^{87}Sr и ^{40}Ar с последующим замыканием и стабилизацией Rb-Sr и K-Ar систем ГСС. В результате (при отсутствии последующих изменений минерала) изотопный возраст образовавшегося глауконита отвечает времени раннего диагенеза вмещающих осадков, которое близко ко времени седиментации и потому имеет стратиграфическое значение.

Воздействие постдиагенетических процессов на последующих этапах геологической истории может приводить к изменению химического состава и новому преобразованию (переупорядочению) структуры октаэдрического слоя ГСС. Следствием этих процессов являются потеря накопленных со времени раннего диагенеза радиогенных ^{87}Sr и ^{40}Ar и «омоложение» изотопных датировок с утратой их стратиграфического значения.

В соответствии с этими представлениями моделирование теоретических картин распределения октаэдрических катионов в структуре ГСС проводилось

с помощью разработанной авторами программы «Optima» (Зайцева и др., 2016). Выбор модели определяло значение параметра R , численно отражающего степень различия модельных и экспериментальных мессбауэровских спектров. Предпочтительной представлялась та модель, для которой получаемое в результате моделирования значение R оказывается ближе всего к единице. Эта программа также применима для расчета чисел пар октаэдрических катионов по оси b ($\text{Fe}^{3+}\text{-Fe}^{3+}$, $\text{Fe}^{3+}\text{-Fe}^{2+}$, Al-Al , Al-Fe^{3+} , Al-Mg и т. д.), которые можно соотнести и количественно сравнить с интенсивностями полос поглощения катион-ОН-катион в инфракрасном спектре в области валентных колебаний ОН-групп. Близость этих величин является в итоге определяющим условием для выбора той или иной модели.

4.1.2. Результаты

Большинство образцов ГСС осорхаятинской и дебенгдинской свит отобрано из кварцевых и полевошпат-кварцевых песчано-алевролитовых пород. Некоторые образцы были выделены из гравелитистых песчаников (обр. 551) и гравелитов (обр. 555А), а также из известняков (обр. 554, 555Б). Песчаные породы оленекского разреза изменены на уровне глубинного катагенеза (Ивановская, 1993; 1994, Ивановская и др., 2012).

Минералого-петрографические особенности. Слоистые силикаты глауконит-иллитового ряда в изученных образцах образуют глобулы (овальные, округлые, почковидные и «мозговидные»), пластинчатые зерна и выделения неправильной формы зеленого цвета разной интенсивности и оттенков и характеризуются микроагрегатным погасанием. Их размеры колеблются от 0,63 до 0,2 мм и, как правило, превышают размеры частиц обломочного кварца. Пластинчатые зерна, наряду с глобулами, изучались только в двух образцах осорхаятинской свиты (обр. 560/1, 560/2), в которых они составляют 80 и 40 % соответственно), поэтому в настоящей работе при описании слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда, в которых преобладающей формой является глобулярная, используется сокращенный термин «ГСС». Необходимо также отметить, что среди глобулярных разновидностей осорхаятинской свиты (обр. 2076, 558) встречаются зерна, в которых наблюдается осветленная центральная часть зерна и темно-зеленая краевая зона.

Рентгенографические данные. Дифракционные картины, полученные для природных и насыщенных этиленгликолем ориентированных препаратов ГСС дебенгдинской и осорхаятинской свиты, можно условно разделить на две группы: (1) с относительно низким и (2) повышенным содержанием разбухающих слоев (<10 и 10–20 % соответственно). Среди них все

образцы из осорхаятинской свиты и пять образцов из дебенгдинской свиты (обр. 550, 550Б, 555/1, 555А, 551) относятся к первой группе, остальные дебенгдинские образцы принадлежат ко второй группе. Для всех изученных ГСС характерно неупорядоченное чередование слюдистых и смектитовых слоев ($R = 0$).

Кристаллохимические особенности минералов. Кристаллохимические формулы изученных ГСС осорхаятинской и дебенгдинской свит были рассчитаны по данным полных силикатных анализов. Расчеты формул проводились на основе предположения о постоянном составе анионного каркаса $\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ на половину элементарной ячейки (Ивановская и др., 2012). Кристаллохимические формулы приведены только для тех образцов, в которых соотношение $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ уточнено методом мессбауэровской спектроскопии (табл. 26). Содержания Si, Al, Fe, Mg и K по профилям в зернах ГСС изучались с помощью микрозондового анализа с целью установления характера распределения этих элементов и выявления возможной их зональности, а также химической гетерогенности. Ранее было показано (Зайцева и др., 2016), что при использовании описанных выше методик содержания элементов, по данным микрозондового анализа, удовлетворительно (в пределах ± 1 %) согласуются с результатами силикатного анализа.

Глобулярные низкозарядные диоктаэдрические 2:1 слоистые силикаты за счет изовалентных замещений Fe^{3+} и Al в октаэдрах образуют изоморфный ряд минеральных разновидностей от собственно глауконита до иллита (Коссовская, Дриц, 1971; Дриц, Коссовская, 1991; Дриц и др., 2013; Ивановская и др., 2012; 2015). Эти разновидности различаются отношением $R^{2+}/(R^{2+}+R^{3+})$ и степенью алюминиевости $K_{\text{Al}} = {}^{\text{VI}}\text{Al}/({}^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+}+{}^{\text{VI}}\text{Al})$ (Rieder et al., 1998; Guggenheim et al., 2006). ГСС Оленекского поднятия хорошо вписываются в эту картину, образуя непрерывную серию твердых растворов от глауконита через Al-глауконит до Fe-иллита (Ивановская и др., 2012; Зайцева и др., 2017).

Дебенгдинская свита. Изученные ГСС этой свиты (табл. 26) представлены преимущественно глауконитами (обр. 550, 550Б, 554, 555А, 555/1), а также Al-глауконитом (обр. 551) и Fe-иллитами (обр. 553/1, 553, 561). Содержание K^+ в дебенгдинских ГСС составляет 0,62–0,73 ф.е. Содержания октаэдрических катионов варьируют в пределах (ф.е.) — Al (0,48–1,26), Fe^{3+} (0,44–0,98), Fe^{2+} (0,07–0,30), Mg (0,18–0,34), тетраэдрических катионов (ф.е.) — Si (3,54–3,77), Al (0,23–0,46) (Ивановская и др., 2012).

Содержания химических элементов по профилям в тринадцати зернах глауконита обр. 550 (размер зерен 0,4–0,63 мм; плотность 2,75–2,85 г/см³) варьируют в пределах ± 1 %, указывая на гомогенность химического состава. Ограниченная разрешающая способность анализатора микрозонда не

позволяет обнаружить микронеоднородности, обусловленные наличием доменов или микрокристаллов различного состава, если их масштаб меньше, чем 6 мкм. Однако типичная для ГСС отрицательная корреляция изоморфных катионов Fe^{3+} и Al^{3+} (рис. 100) может отражать наличие в глауконите как микрокристаллов, так и доменов, обогащенных названными элементами.

Осорхятинская свита. Изученные в этой свите ГСС (табл. 26) представлены Fe-иллитами, а содержание K^+ в них составляет 0,65–0,80 ф.е. Содержания октаэдрических катионов варьируют в пределах (ф.е.) — Al (0,92–1,15), Fe^{3+} (0,31–0,60), Fe^{2+} (0,09–0,24), Mg (0,25–0,44), тетраэдрических катионов (ф.е.) — Si (3,59–3,72), Al (0,28–0,41) (Ивановская и др., 2012).

Содержания химических элементов по профилям в зернах варьируют в пределах 3–4 %, указывая на гетерогенность химического состава.

Мессбауэровская спектроскопия. Линии гамма-резонансного поглощения экспериментально полученных спектров для монофракций ГСС из пород дебенгдинской (обр. 550 (0,4–0,63 мм, 2,75–2,85 г/см³), 550Б (0,4–0,63 мм, 2,80–2,85 г/см³) и 553 (0,315–0,63 мм, 2,60–2,70 г/см³)) и осорхятинской (обр. 558 (0,4–0,63 мм, 2,65–2,70 г/см³), 2076 (0,4–0,63 мм, 2,65–2,70 г/см³), 560/1 (0,315–0,63 мм, 2,60–2,70 г/см³), 560/2 (0,315–0,63 мм, 2,65–2,75 г/см³)) свит раскладывались на пять дублетов квадрупольного расщепления от ионов Fe^{3+} (3 дублета) и Fe^{2+} (2 дублета) (табл. 27).

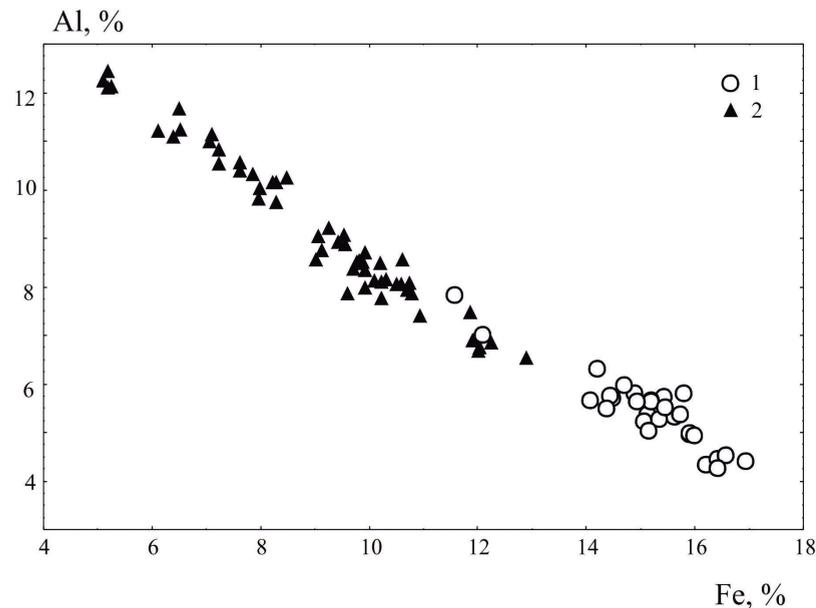


Рис. 100. Связь содержаний октаэдрических катионов Fe^{3+} и Al^{3+} (%) в ГСС дебенгдинской (1) и осорхятинской (2) свит

Оценка интенсивности этих дублетов позволяла установить соотношение Fe^{2+}/Fe^{3+} , необходимое для расчета кристаллохимических формул ГСС. В качестве примера на рис. 101 приведены экспериментально полученные мессбауэровские спектры ГСС из изученных свит (обр. 550 (0,4–0,63 мм, 2,75–2,85 г/см³) и обр. 558 (0,4–0,63 мм, 2,65–2,70 г/см³) и результаты их разложения на дублеты квадрупольного расщепления. Транспозиции (M1) в железистых филлосиликатах обычно остаются вакантными (Цинурский, Дриц, 1984), поэтому каждый дублет является суперпозицией нескольких линий гамма-резонансного поглощения от ионов Fe^{3+} и Fe^{2+} , которые находятся в диспозициях (позициях M2) в различных типах окружений катионами ($3Al^{3+}$, $Mg^{2+}Al^{3+}Fe^{2+}$, $2Fe^{3+}Al^{3+}$ и далее, всего 20 типов катионных окружений как для Fe^{3+} , так и Fe^{2+}) с близкими величинами квадрупольного расщепления (Δ_{ind}). Для Fe^{3+} значения Δ_{ind} варьируют в пределах 0–1,4 мм/с, для Fe^{2+} — 1,2–2,96 мм/с (Dainyak et al., 2004; 2009; 2010; 2013). Значения интегральных интенсивностей дублетов (S_{fit}), величин их квадрупольного расщепления, а также химических сдвигов (δ) и полуширин линий (Γ) для указанного ГСС приведены в табл. 27. Отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} , определенные методом мессбауэровской спектроскопии, в дебенгдинских ГСС варьируют в пределах 0,30–0,41, в осорхятинских — 0,35–0,69.

ИК-спектроскопия. Соотнесение индивидуальных полос поглощения в области валентных колебаний ОН-групп в ИК спектрах ГСС из пород дебенгдинской (обр. 550 (0,4–0,63 мм, 2,75–2,85 г/см³) и осорхятинской (обр. 558 (0,4–0,63 мм, 2,65–2,70 г/см³)) свит проведено в соответствии с рекомендациями (Farmer, 1974; Besson, Driets, 1997; Ивановская и др., 2015) и с учетом состава октаэдрических катионов в 2:1 слоях (табл. 28, рис. 102, а, б).

В области валентных колебаний ОН-групп выделяются три широкие интенсивные полосы поглощения с максимумами при ~ 3530 см⁻¹, 3570 см⁻¹ и 3620 см⁻¹, которые являются результатом наложения индивидуальных полос поглощения катион-ОН-катион (рис. 102). Первая из перечисленных полос (~ 3530 см⁻¹), представляющая собой суперпозицию полос поглощения Fe^{2+} -ОН- Fe^{2+} , Fe^{2+} -ОН- Fe^{3+} , Fe^{3+} -ОН- Fe^{3+} , Fe^{2+} -ОН-Mg, Fe^{3+} -ОН-Mg и Al-ОН- Fe^{2+} , преобладает в ИК-спектрах наиболее железистого ГСС — глауконита (обр. 550, рис. 102, а). Вторая полоса отражает наложение индивидуальных полос поглощения Al-ОН- Fe^{3+} , Mg-ОН- Fe^{3+} (Al-ОН- Fe^{3+}) и Mg-ОН-Mg и проявляется в спектрах глауконита в области ~ 3570 см⁻¹ (обр. 550, рис. 102, а). В ИК-спектре Fe-иллита (обр. 558, рис. 102, б) в этой же области (~ 3560 см⁻¹) наблюдается полоса в виде перегиба, представляющая собой наложение индивидуальных полос поглощения Al-ОН- Fe^{3+} , Al-ОН- Fe^{3+} (Mg-ОН- Fe^{3+}). В обоих случаях присутствие этой полосы указывает на наличие доменов смешанного состава. Третья полоса (~ 3620 см⁻¹),

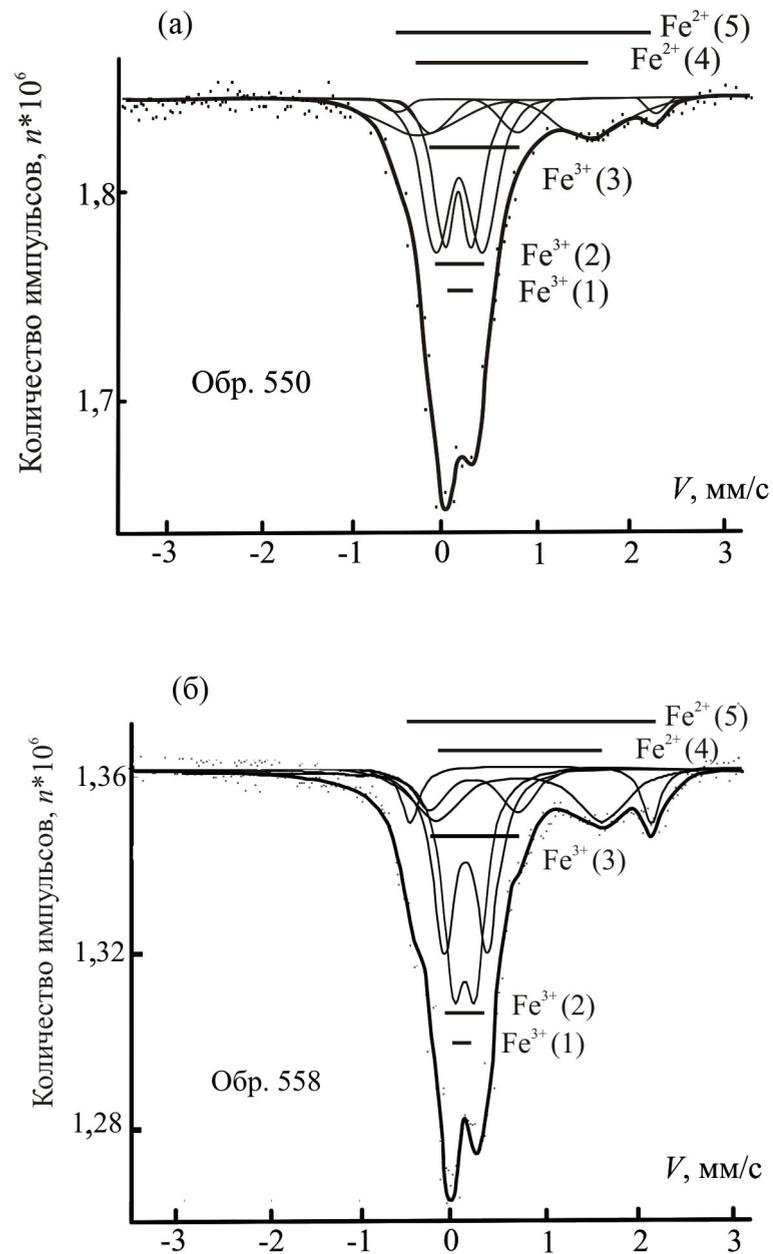


Рис. 101. Мессбауэровские спектры ГСС дебенгдинской (а) и осорхятинской (б) свит и результаты их разложения

представляющая собой суперпозицию полос поглощения Al-OH-Mg и нескольких полос Al-OH-Al, наиболее интенсивна в ИК-спектре Fe-иллита (обр. 558, рис. 102, б), который содержит самое большое количество Al по сравнению с глауконитом дебенгдинской (обр. 550) свиты. Формульные единицы, рассчитанные по результатам разложения ИК-спектров на индивидуальные полосы поглощения, приведены в табл. 29 и хорошо согласуются с кристаллохимическими формулами изученных ГСС.

Теоретические расчеты характера распределения октаэдрических катионов в структуре ГСС на разных стадиях формирования минерала. Моделирование распределения октаэдрических катионов и сопоставление экспериментальных мессбауэровских и ИК-спектров с расчетными данными позволяют оценить тип распределения катионов в октаэдрической сетке ГСС, который отражает ту или иную стадию формирования (преобразования) этого минерала. Для изученных ГСС рассматривались три модели: (1) неупорядоченного распределения октаэдрических катионов (модель 1), свойственного доглауконитовой стадии существования глинистой матрицы, (2) «доменно-упорядоченного» распределения октаэдрических катионов (модель 2), отражающего стадию формирования «зрелого» ГСС и (3) «переупорядоченного» распределения октаэдрических катионов (модель 3), отражающего стадию преобразования «зрелого» ГСС на постдиагенетическом этапе формирования пород. Переупорядочение в структуре осорхятинских ГСС на постдиагенетическом этапе (модель 3) было вызвано процессом алюминизации минералов: замещением октаэдрических катионов Fe^{3+} , Fe^{2+} и Mg^{2+} катионом Al^{3+} (Ивановская и др., 2017), а также частичным окислением Fe^{2+} до Fe^{3+} . Результаты сопоставления экспериментально полученного мессбауэровского спектра с теоретическими для ГСС из двух рассматриваемых свит: дебенгдинской (глауконит, обр. 550) и осорхятинской (Fe-иллит, обр. 558) — показаны на рис. 103. Наилучшее согласие теоретического и экспериментального спектров для ГСС дебенгдинской свиты, определяемое значением величины R, наблюдается в том случае, когда теоретический спектр построен в соответствии с моделью 2. Для изученного ГСС в табл. 28 указаны количества катионных пар, связанных через OH-группу, которые получены по данным ИКС и по результатам теоретического расчета характера распределения октаэдрических катионов на основе данных о химическом составе и результатов мессбауэровской спектроскопии. Установленные количества катионных пар, полученные по данным ИКС и по результатам расчетов, находятся в хорошем согласии друг с другом. Это говорит о правомерности выбора модели 2, отражающей структуру «зрелого» минерала, сформированного на стадии раннего диагенеза, и пригодности изученных ГСС для оценки возраста вмещающих

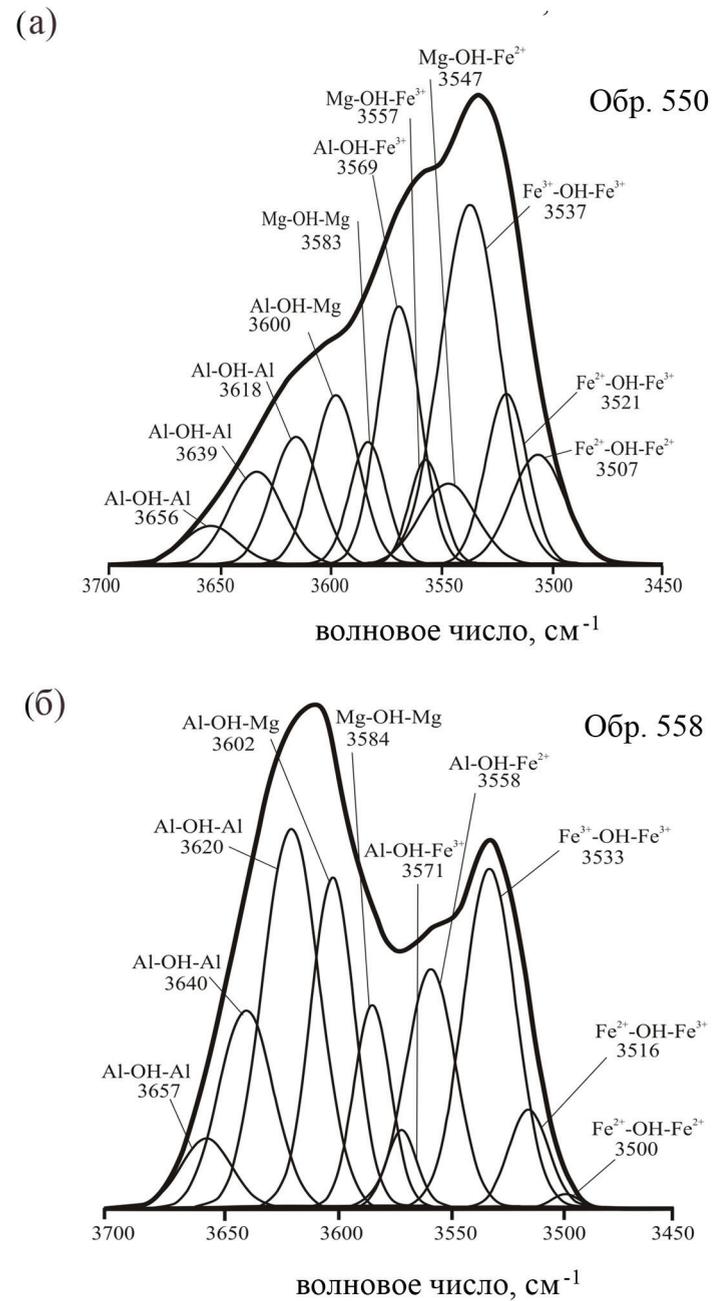


Рис. 102. Результаты разложения ИК-спектров ГСС дебенгдинской (а) и осорхятинской (б) свит в области валентных колебаний ОН-групп

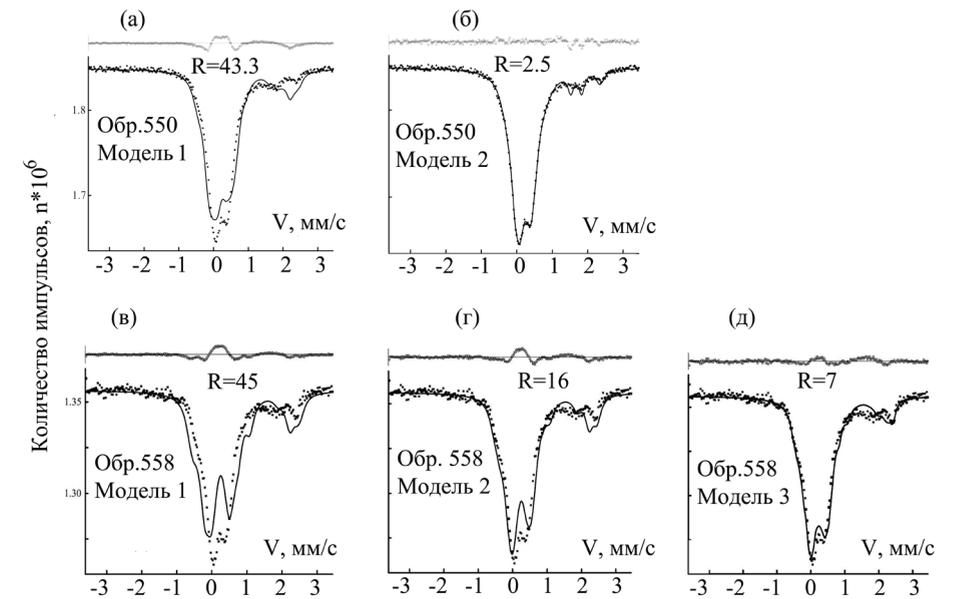


Рис. 103. Сопоставление модельного и экспериментального мессбауэровского спектров для ГСС дебенгдинской (а, б) и осорхятинской (в, г, д) свит

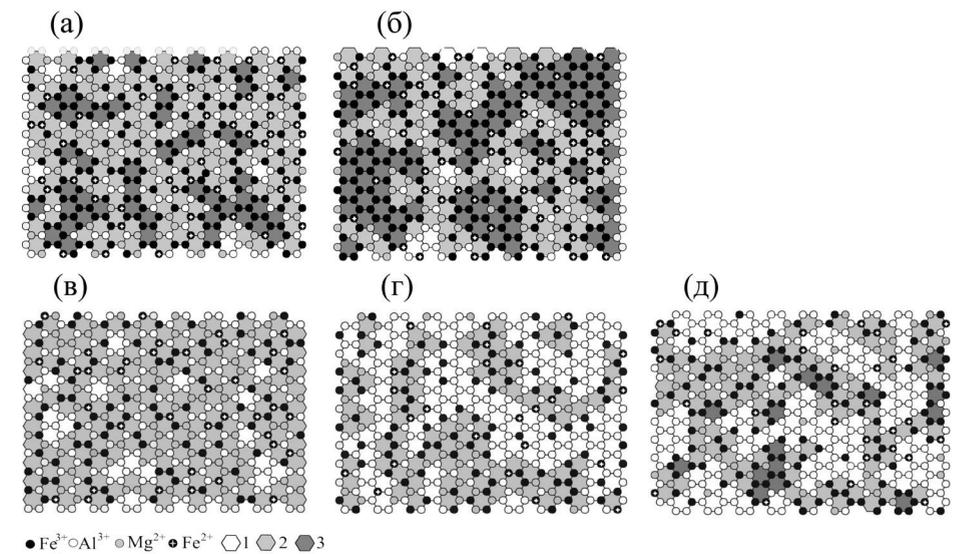


Рис. 104. Неупорядоченные (а, в), «доменно-упорядоченные» (б, г) и «перепорядоченное» (д) распределения октаэдрических катионов в ГСС дебенгдинской (а, б) и осорхятинской (в, г, д) свит, полученные в результате моделирования. 1 — домены, образующиеся в результате сегрегации преимущественно Al; 2 — домены, в которых нет преобладания какого-либо катиона; 3 — домены, образующиеся в результате сегрегации преимущественно Fe³⁺

отложений. Для ГСС осорхятинской свиты наилучшее согласие теоретического и экспериментального спектров наблюдается в том случае, когда теоретический спектр построен в соответствии с моделью 3, отражающей постдиагенетические процессы преобразования минерала. На рис. 104 показан характер распределения октаэдрических катионов в тех же образцах для моделей 1, 2 и 3. В процессе упорядочения количество однородных окружений возрастает на стадии диагенеза (табл. 30). В случае ГСС дебенгдинской свиты это приводит к сегрегации изовалентных катионов и формированию доменов преимущественно железистого и смешанного состава (рис. 104, б). В случае с ГСС осорхятинской свиты упорядочение катионного распределения (модель 2) приводит к увеличению доли однородных окружений и к формированию преимущественно алюминиевых доменов с равномерным распределением катионов Fe^{3+} , Fe^{2+} и Mg^{2+} в пределах этих доменов, а также доменов смешанного состава (рис. 104, в), что не согласуется с данными мессбауэровской спектроскопии (рис. 104, з). В рамках модели 3 перераспределение катионов возникает после воздействия вторичных процессов алюминизации и окисления железа на некоторую диагенетическую доменно-упорядоченную структуру, что приводит формированию преимущественно доменов алюминиевого и смешанного состава, но, кроме того, в октаэдрической сетке также можно наблюдать реликты доменов железистого состава. Такой характер распределения катионов в структуре осорхятинского ГСС (рис. 104, д) лучше всего согласуется с данными мессбауэровской (рис. 103, з) и ИК-спектроскопии (табл. 28).

Rb-Sr и K-Ar систематика изученных образцов. Rb-Sr и K-Ar аналитические данные для изученных ГСС и строматолитового известняка из дебенгдинской свиты приведены в табл. 31.

Дебенгдинская свита. Параметры линии регрессии в координатах $^{87}Rb/^{86}Sr$ — $^{87}Sr/^{86}Sr$, построенной по точкам 11 образцов ГСС (табл. 31) и строматолитового известняка (обр. 563/4), статистически отвечают модели 4 Макинтайра (*McIntyre et al.*, 1966) и соответствуют возрасту 1265 ± 12 млн лет и первичному отношению $^{87}Sr/^{86}Sr$, равному $0,7056 \pm 0,0079$ (рис. 105, а). Разброс точек относительно аппроксимирующей линии превышает аналитическую погрешность ($СКВО = 5,4$), а соответствие полученной зависимости модели 4 подразумевает, во-первых, некоторую неоднородность первичного изотопного состава Sr в изученном материале и, во-вторых, возможную частичную постдиагенетическую миграцию компонентов Rb-Sr системы из проанализированных образцов (*McIntyre et al.*, 1966, *Шуклоков и др.*, 1974). Однако значительное количество изученных образцов наряду со значением первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, в пределах погрешности измерения совместимого с величиной $^{87}Sr/^{86}Sr$ в среднерифейской

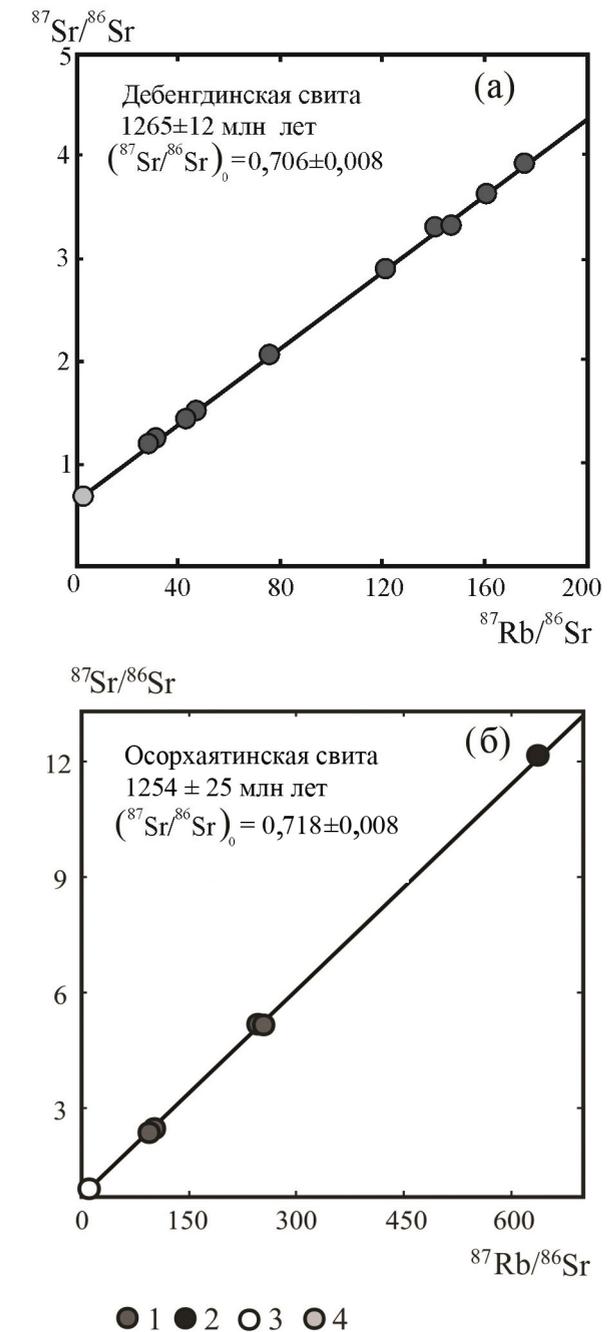


Рис. 105. Rb — Sr диаграммы для ГСС дебенгдинской (а) и осорхятинской (б) свит. 1 — минеральные фракции ГСС, не подвергавшиеся обработке раствором 1N HCl (лабораторному выщелачиванию); для фракций ГСС, обработанных раствором 1N HCl: 2 — остаток от выщелачивания; 3 — кислотная вытяжка; 4 — известняк

морской воде (Кузнецов и др., 2014), дает основания полагать, что в обсуждаемом случае мы имеем дело с датированием реального геологического (геохимического) события, и это событие хронологически было весьма близким к раннему диагенезу дебенгдинских осадков. В пользу такого вывода говорит и анализ изотопной систематики тонкодисперсных смешаннослойных иллит-сметтитов из дебенгдинских аргиллитов (Горохов и др., 2006), датирующий стадию катагенеза погружения этих осадков в интервале 1211–1272 млн лет назад. Вычисленный Rb-Sr возраст, равный 1265 ± 12 млн лет, согласуется со средним значением K-Ar возраста дебенгдинских ГСС (1284 ± 9 млн лет).

Осорхятинская свита. В координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ аппроксимирующая линия, построенная по точкам четырех необработанных фракций ГСС (табл. 31), одному образцу ГСС, подвергнутому обработке раствором 1N HCl и одной кислотной вытяжке, полученной в результате этой процедуры, отвечает возрасту ~1250 млн лет (рис. 105, б). Разброс точек относительно этой линии превышает аналитическую погрешность (СКВО = 5,9). Полученная эрохрона статистически соответствует модели 3 (McIntyre et al., 1966) и подразумевает постдиагенетическую миграцию компонентов Rb-Sr системы из изучаемых образцов. На возможность такого перераспределения указывает и гетерогенность химического состава в пределах одного зерна ГСС. При построении $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ зависимости были использованы два параллельных определения для двух навесок из обр. 558. Различия в полученных отношениях $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в этих двух опытах превышают аналитическую ошибку, также указывая на гетерогенность состава изучаемых зерен. Полученная Rb-Sr датировка (1254 ± 25 млн лет) в пределах погрешности согласуется со средним значением K-Ar возраста осорхятинских ГСС (1282 ± 17 млн лет).

4.1.3. Заключение

1. Глобулярная форма и более крупный размер зерен слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда по сравнению с обломочными зернами кварца и полевого шпата в изученных породах дебенгдинской и осорхятинской свит указывают на аутигенное образование ГСС. Довольно высокое содержание K_2O ($\geq 7,6\%$) и небольшое количество смектитовых слоев (до 10–20 %) в структуре изученных минералов свидетельствуют о «зрелости» изучаемых ГСС и позволяют предполагать отсутствие в их составе унаследованных радиогенных изотопов ^{40}Ar и ^{87}Sr .

В ГСС дебенгдинской свиты вариации содержаний Si, Al, Fe, Mg и K по профилям в зернах не превышают $\pm 1\%$, что указывает на гомогенность

их химического состава в пределах разрешающей способности анализатора микронзонда (6 мкм). Возможные неоднородности меньшего масштаба, обусловленные наличием доменов или микрокристаллов различного состава, не могут быть обнаружены в рамках применяемого методического подхода. В то же время отрицательная корреляция содержаний изоморфных катионов Fe^{3+} и Al^{3+} в ГСС из дебенгдинской свиты может быть свидетельством присутствия как микрокристаллов, так и доменов определенного состава. В ГСС осорхятинской свиты вариации содержаний Si, Al, Fe, Mg и K по профилям в зернах колеблются в пределах 3–4 %, указывая на гетерогенность состава глобул, зональный характер которой в некоторых зернах является следствием структурных перестроек в ГСС на постдиагенетическом этапе формирования отложений.

2. Анализ результатов моделирования распределения октаэдрических катионов в структуре ГСС дебенгдинской и осорхятинской свит приводит к выводу, что наиболее предпочтительной моделью для ГСС дебенгдинской свиты является модель «доменно-упорядоченного» распределения, возникшего на заключительной стадии формирования «зрелого» ГСС (этапе раннего диагенеза вмещающих осадков), тогда как для ГСС осорхятинской свиты предпочтительна модель «переупорядоченного» распределения, возникшего на постдиагенетическом этапе преобразования ГСС.

В рамках принятой концепции формирования ГСС, структурное преобразование на стадии раннего диагенеза должно было сопровождаться изгнанием унаследованных из доглауконитовой матрицы радиогенных изотопов ^{87}Sr и ^{40}Ar и установке «радиоактивных часов» глауконита на ноль, а на постдиагенетической стадии — частичной или полной потерей накопленных со времени раннего диагенеза ^{87}Sr и ^{40}Ar и соответствующим «омоложением» датировок. Таким образом, моделирование распределения октаэдрических катионов в структуре ГСС в сочетании с мессбауэровским и ИК-спектроскопическим изучением позволяет в разных случаях оценить пригодность этих минералов для получения информации либо о возрасте раннего диагенеза изученных осадочных пород, либо об их постдиагенетическом преобразовании.

3. Rb-Sr и K-Ar датировки (соответственно 1265 ± 12 и 1284 ± 22 млн лет) ГСС дебенгдинской свиты фиксируют возраст раннего диагенеза вмещающих осадков, который близок к возрасту накопления отложений свиты и поэтому имеет стратиграфическое значение. Rb-Sr и K-Ar датировки ГСС осорхятинской свиты (1250–1280 млн лет) указывают на время более поздних постдиагенетических событий, сопровождавшихся частичной (или полной) потерей накопленных со времени раннего диагенеза радиогенных ^{87}Sr и ^{40}Ar .

Авторы благодарят О. В. Яковлеву, предоставившую данные мессбауэровской спектроскопии и сведения о содержании ^{40}Ar в образцах ГСС, О. В. Доржиеву за ИК-спектроскопические исследования ГСС, К. А. Степанову за проведение полного силикатного микроанализа, О. Л. Галанкину за помощь при выполнении микронзондовых исследований, а также Е. В. Покровскую за рентгеновские исследования минералов.

4.2. ПРОБЛЕМА ДАТИРОВАНИЯ ЭКЛОГИТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Эклогиты в пределах Беломорского подвижного пояса (БПП) были открыты сравнительно недавно (*Володичев и др.*, 2004; *Konilov et al.*, 2004; *Щипанский и др.*, 2005). Первые результаты геохронологических исследований (*Володичев и др.*, 2004; *Mints et al.*, 2010) определили для эклогитов северо-западной части БПП и района Гридино архейский возраст около 2,72–2,87 млрд лет, что сразу сделало их уникальными, поскольку до этого в мире не были известны коровые эклогиты древнее 2,0 млрд лет (*Möller et al.*, 1995). Соответственно, находка столь древних эклогитов инициировала существенные изменения в геодинамических реконструкциях развития земной коры в раннем докембрии. Однако практически сразу были высказаны серьезные сомнения в корректности оценок времени эклогитового метаморфизма в пределах Фенноскандинавского щита (*Митрофанов*, 2009; и др.). Датирование высокобарического метаморфизма является одной из сложных задач геохронологии, особенно для докембрийских пород с полиметаморфической историей. Учитывая это, достоверность установления возраста эклогитов БПП требует крайне тщательного, всестороннего анализа с привлечением современных, наиболее прецизионных методов исследования. Данный раздел посвящен определению возраста эклогитов северо-западной части БПП путем применения комплекса методов датирования в сочетании с использованием данных по распределению редких и редкоземельных элементов в породообразующих и акцессорных минералах.

Фактический материал и методы исследования. В основу исследования положен фактический материал, собранный авторами в ходе полевых сезонов 2009–2013 гг. Состав минералов главным образом исследовался на сканирующем электронном микроскопе JEOL-JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL) в ИГГД РАН (аналитик О. Л. Галанкина). Определение содержания редких и редкоземельных элементов в минералах проведено методом SIMS на ионном микронзонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН, аналитики С. Г. Симакин и Е. В. Потапов). Локальное датирование циркона U-Pb методом выполнено на ионном ми-

кронзонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ. Гранатовая Lu-Hf геохронометрия проведена методом MC-ICP-MS на приборе Finnigan Neptune (Институт им. Штейнманна в Бонне, аналитик Д. Хервартц). Sm-Nd геохронометрия проведена методом TIMS на приборе Finnigan Triton (ИГГД РАН, аналитик Е. С. Богомолов).

Геологическая характеристика. Район работ, в рамках которого исследовались эклогиты, эклогитоподобные породы и ассоциирующие с ними базит-ультрабазиты, находится в пределах Енского сегмента (Ранний..., 2005) северо-западной части Беломорского подвижного пояса на границе с Лапландским гранулитовым комплексом на юго-западе Кольского полуострова.

В Кольском регионе эклогиты («породы, состав которых близок к эклогитовому») были впервые обнаружены и описаны Н. Г. Судовиковым (1936) в центральной части Нявка-тундры. Он считал их промежуточными между метаморфизованными габбро и гранулитами породами. Л. А. Прияткиной и Е. В. Шарковым (1979) эклогиты были выявлены в пределах Сальных тундр в гранулитах. В районе проливов Узкая и Широкая Салма оз. Бабинская Имандра были изучены эклогиты (*Янаскурт, Плечов*, 2004; *Konilov et al.*, 2004; *Щипанский и др.*, 2005), получившие по месту находки название салминские. В дальнейшем увеличивалось количество находок эклогитов в виде тел различного размера, формы и степени амфиболизации, простирающихся более чем на 50 км в северо-западном направлении в северной части Беломорского подвижного пояса (*Розен и др.*, 2008). Количество тел эклогитов в данном районе может исчисляться несколькими сотнями (*Щипанский и др.*, 2005; 2007; 2012а). В. И. Пожиленко (2013) также был сделан вывод о широком распространении подобных эклогитов и апоэклогитовых пород с различной степенью изменения в Енском сегменте Беломорского подвижного пояса.

Породы современного эрозионного среза района представлены двумя ассоциациями (*Скублов и др.*, 2011б): биотитовые глиноземистые гнейсы и гранитогнейсы тоналит-трондьемит-гранодиоритового (ТТГ) состава, относящиеся к неoarхею с возрастом около 2,8 млрд лет (*Щипанский и др.*, 2012б), с редкими интрузиями гранитоидов; ассоциация базит-ультрабазитовых пород, включающая амфиболиты, гранатовые амфиболиты, эклогиты и апоэклогитовые гранат-клинопироксеновые амфиболиты и более молодые (протерозойские) интрузии базитов (коронарные метагаббро, метагаббро-нориты, т.н. «друзиты»). Базит-ультрабазитовые породы, гранатовые амфиболиты (апоэклогиты) и метаультрабазиты формируют пластовые тела размером до 500 × 5000 м (*Щипанский и др.*, 2005; *Мици, Кониллов*, 2011; *Скублов и др.*, 2011б) и эллипсоидно-линзовидные массивы

габбро-амфиболитов и метагаббро-норитов (Скублов и др., 2011б). Метаультрабазиты, в отличие от метабазитов, проявлены значительно в меньшей степени и залегают в виде маломощных линз (до 3 м) и небольших будин. Геологические наблюдения позволяют выделить «полосу» метабазитов шириной до 20–30 км, содержащую тела эклогитов и протягивающуюся в СЗ-З направлении: Имандра (Воче-Ламбина) — Узкая и Широкая Салма — карьер Куру-Ваара (Скублов и др., 2011б). Реперными объектами для исследования эклогитов Енского сегмента Беломорского подвижного пояса являются местонахождения Узкая и Широкая Салма и карьер Куру-Ваара в силу хорошо просматриваемых взаимоотношений пород в стенках выемок вдоль дорог и карьера.

Основой для данной публикации явились исследования в карьере керамических пегматитов Куру-Ваара. Вмещающие породы, обнажающиеся в стенках уступов карьера Куру-Ваара, представлены в основном мигматизированными биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами ТТГ серии архейского возраста (Gorbunov et al., 2014; и др.); в незначительной степени в карьере также представлены высокоглиноземистые гнейсы (Balagansky et al., 2014; 2015), как и в целом в северо-западной части БПП. Эклогиты в карьере Куру-Ваара, слагающие центральные наименее измененные части будин апоэклогитовых гранатовых амфиболитов, подразделяются на «северные» и «южные» эклогиты (Щипанский и др., 2012а; 2012б), исходя из петрологических и геохимических особенностей пород; однако указываемые различия не столь значительны и выделение данных типов эклогитов, по существу, весьма условно. Будины амфиболитов, эклогиты основного состава, слагающие ядерные части будин гранатовых амфиболитов, а также тела эклогитоподобных метаультрабазитов («пиклогиты» в (Розен и др., 2008; Mints et al., 2014а; 2014б; и др.); «гранат-амфибол-клинопироксеновые кристаллосланцы» в данной работе) занимают одинаковое структурное положение и деформированы согласно с вмещающими гранитогнейсами ТТГ серии (Розен и др., 2008; Щипанский и др., 2012а; Gorbunov et al., 2014; и др.). Возраст магматического протолита будинированных базитовых эклогитов и, по-видимому, эклогитоподобных метаультрабазитов оценивается как мезоархейский (Скублов и др., 2010а; 2011б) или мезонеоархейский (Щипанский и др., 2012б).

Исходя из данных структурного анализа и геологических наблюдений при использовании локального U-Pb датирования по цирконам, возраст эклогитового метаморфизма будинированных базитов карьера Куру-Ваара группой исследователей был определен как мезонеоархейский (Щипанский и др., 2012б; Balagansky et al., 2014; 2015; Gorbunov et al., 2014). U-Pb датирование циркона, в совокупности с локальным изучением геохимии

цирконов, позволило установить, что архейские датировки соответствуют возрасту магматического протолита эклогитов, образование которых произошло в палеопротерозое около 1,9 млрд лет назад (Скублов и др., 2010а; 2011б; Мельник и др., 2013; 2014), что подтверждается результатами датирования этих пород различными геохронологическими методами, рассмотренными ниже.

Деформированная дайка коронарного оливинового габбро-норита в карьере Куру-Ваара занимает секущее положение к вмещающим ТТГ гнейсам, в отличие от описанных более древних базит-ультрабазитовых пород. Оливиновый метагаббро-норит характеризуется коронарной структурой и относится к палеопротерозойскому комплексу лерцолит-габбро-норитов с возрастом 2,40–2,45 млрд лет (Lobach-Zhuchenko et al., 1998), широко распространенному в пределах БПП (Степанов, 1981). Более древний, нежели 1,9 млрд лет, магматический возраст оливинового габбро-норита в карьере Куру-Ваара, «отсутствие» следов преобразования породы в условиях эклогитовой фации метаморфизма, а также описанные выше различия с будинированными эклогитами в структурном положении позволили использовать дайку габбро-норитов в качестве геологического доказательства архейского возраста эклогитового метаморфизма (Щипанский и др., 2012а; Balagansky et al., 2014; 2015; Slabunov et al., 2013). Однако нами в этой дайке были установлены следы эклогитизации с возрастом около 1,9 млрд лет, рассмотренные далее в работе.

В карьере Куру-Ваара широко представлены керамические пегматиты, являющиеся жильными телами северо-западного простирания, которые залегают кулисообразно с резкими секущими границами (Скублов и др., 2011б). Пегматиты прорывают тела апоэклогитовых гранат-клинопироксеновых амфиболитов, определяя нижний предел времени эклогитового метаморфизма.

Особенности состава эклогитов и ассоциирующих пород. В пределах района исследования наблюдается значительное количество тел эклогитов с различной степенью проявления наложенной амфиболитизации (с преобразованием в апоэклогитовые амфиболиты). Наименее измененные разности тяготеют к центральным частям апоэклогитовых тел и представляют собой симплектитовые эклогиты с содержанием первичного омфациита лишь в качестве реликтового минерала — индикатора эклогитовой фации метаморфизма. Данные породы на контакте с вмещающими ТТГ гнейсами сильно амфиболизируются, а зачастую — полностью замещаются апоэклогитовыми гранат-клинопироксеновыми амфиболитами. Помимо симплектитовых эклогитов основного состава (Скублов и др., 2011б), стоит выделить метаультрабазитовые породы, представленные эклогитоподобными

гранат-амфибол-клинопироксеновыми кристаллосланцами («пиклогиты» в (Розен и др., 2008; Щупанский и др., 2012а; 2012б; Mints et al., 2014а; и др.); «Grt-Hbl-Aug клинопироксениты» в (Скублов и др., 2011б)), залегающими в виде будин и имеющими то же структурное положение, что и будины апоэклогитовых амфиболитов, симплектитовых эклогитов. Из особенностей таких пород стоит отметить отсутствие в них кварца, плагиоклаза и омфацита. Другие породы в пределах района исследования, относящиеся к базит-ультрабазитовой ассоциации, — будинированные тела клинопироксеновых амфиболитов, возможно, являющихся конечным продуктом преобразования симплектитовых эклогитов при амфиболизации с исчезновением граната и реликтовым клинопироксеном, или в минеральном составе которых (амфиболитов) условия эклогитового метаморфизма по какой-либо причине не были отражены (Gorbunov et al., 2014).

Все вышеописанные породы деформированы вместе с вмещающими их ТТГ гнейсами и являются наиболее древними базит-ультрабазитовыми породами в данном районе с мезоархейским возрастом их магматического протолита (например, Скублов и др., 2011б; Щупанский и др., 2012б; Gorbunov et al., 2014).

Более молодые метабазиты представлены телами (дайками) коронарных оливиновых габбро-норитов (метагаббро-норитов, «друзитов») (Егорова, Степанова, 2012; Lobach-Zhuchenko et al., 1998; Slabunov et al., 2013; и др.), которые относятся к комплексу палеопротерозойских лерцолит-габбро-норитов, широко распространенных в пределах БПП (Stepanova, Stepanov, 2010; и др.). В подтверждение более древнего возраста магматического образования описанных выше базит-ультрабазитов стоит отметить, что дайка коронарного оливинового габбро-норита, в отличие от них, в карьере Куру-Ваара занимает секущее положение по отношению к структурам вмещающих гнейсов (Щупанский и др., 2012а; Balagansky et al., 2014; 2015). Метаморфическая история метагаббро-норитов данного региона прослеживается, начиная с образования коронарных структур и заканчивая полным превращением в гранатовые амфиболиты.

Таким образом, в северо-западной части БПП установлено два разновозрастных типа пород основного состава, претерпевших метаморфизм в условиях эклогитовой фации, — протерозойские дайки габбро-норитов и будинированные тела архейских базитов. Этот факт, вкпе с геологическими наблюдениями, указывает на единый этап метаморфизма эклогитовой фации, более поздний в сравнении с палеопротерозойским возрастом магматического протолита оливиновых метагаббро-норитов. Установлено, что ретроградное преобразование эклогитов в апоэклогитовые амфиболиты происходило в условиях открытой системы. При этом амфиболизация

эклогитов протекала с обогащением породы LREE, MREE, Rb, Ba, Th, Nb и обеднением Mg и Sr. Процесс гранатизации эклогитов также протекал в условиях открытой системы с обогащением породы Fe, Ti, V и обеднением Ni, Cr, Mg, Ba (Мельник, 2015). Отсутствие омфацита (индикаторного минерала эклогитовой фации метаморфизма) в эклогитоподобных гранат-амфибол-клинопироксеновых кристаллосланцах (эклогитоподобных метаультрабазитах), занимающих то же структурное положение, что и будинированные тела симплектитовых эклогитов, обусловлено низким содержанием Na_2O в породе.

В северо-западной части Беломорского подвижного пояса установлено два типа разновозрастных базитовых пород, испытавших метаморфизм в условиях эклогитовой фации, — протерозойские дайки оливиновых габбро-норитов и будинированные тела архейских базитов. В протерозойских метагаббро-норитах северо-западной части БПП нами впервые установлен омфацит (XJd до 31 %), присутствующий в составе реакционных корон (рис. 106). Неполная (незавершенная) эклогитизация оливиновых габбро-норитов обусловлена относительно «сухим» характером породы, лимитирующим количество флюида, без которого полное превращение метабазита в эклогит невозможно (Кориковский, 2005; 2009; John et al., 2004). В архейских метабазитах омфацит (XJd до 25–30 %) находится в основной ткани породы. Для наименее измененных будинированных симплектитовых эклогитов по составу микровключений в порфириобластах граната был установлен минеральный состав протолита — габбро-норит.

Составы минералов из апоэклогитовых пород (гранатита и амфиболита) подтверждают сделанные ранее выводы о неизохимическом характере преобразования эклогита с обогащением при амфиболизации породообразующих минералов LREE, MREE, Nb и обеднением Mg и Sr; обогащением при гранатизации породообразующих минералов Fe, Ti, V и обеднением Mg и Sr. Наиболее крупные гранаты из симплектитового эклогита (обр. 46) и, следовательно, имеющие наиболее длительную ростовую эволюцию (Кориковский, 2009), характеризуются проградной ростовой зональностью как по главным, так и по редкоземельным элементам. Зональность граната из симплектитового эклогита выражается в увеличении содержания Prp от центра к краю и концентрацией HREE в ядрах граната.

4.2.1. Датирование эклогитов

Изотопно-геохимическое исследование цирконов. Для определения возраста эклогитов U-Pb методом главным образом используют акцессорные U-содержащие минералы этих пород (рутил, апатит, циркон, монацит).

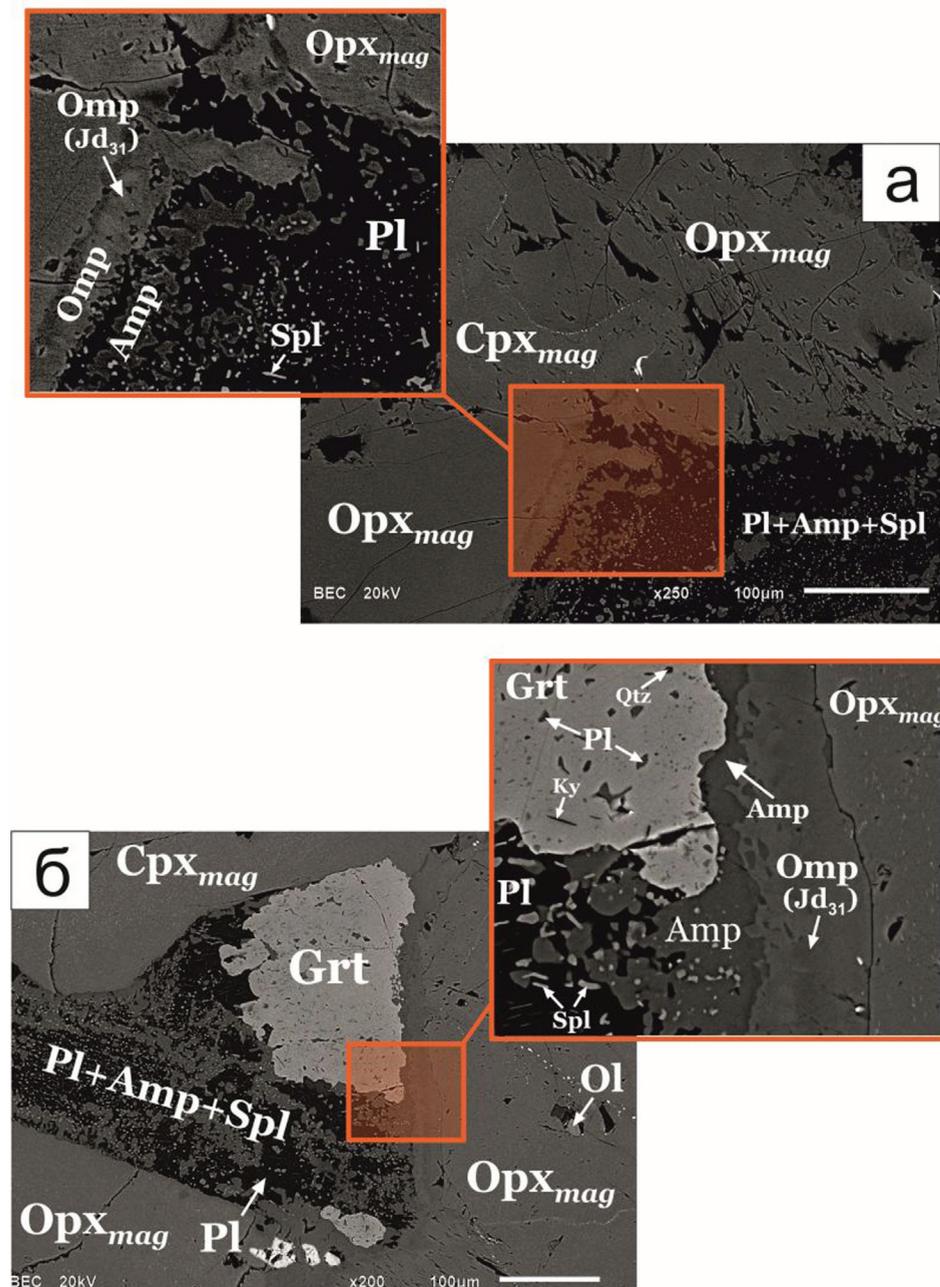


Рис. 106. Реакционные взаимоотношения минералов в коронарном габбро-норите (обр. 38.) из карьера Куру-Ваара, образованные при эклогитизации. Показано формирование между магматическими ортопироксеном и битовнитом омфацитсодержащих коронарных структур без граната (а) и гранатсодержащих (б)

Перечисленные минералы имеют разную температуру закрытия U-Pb системы, что позволяет при их комплексном датировании определить тренд остывания комплекса (например, Скублов и др., 2010б; 2013а). Основным аксессуарным минералом, применяемым для определения возраста эклогитов, является циркон, что определено рядом особенностей этого минерала.

Циркон — наиболее часто используемый в U-Pb геохронологии минерал, что обусловлено его как механической, так и химической устойчивостью в различных геологических процессах; способностью расти и/или перекристаллизовываться в широком диапазоне условий (от магматических до метаморфических) (Whitehouse, Platt, 2003); присутствием практически во всех типах горных пород (Belousova et al., 2002); высокой температурой закрытия U-Pb системы, значение которой превышает 900 °C (Lee et al., 1997). Цирконы, в особенности цирконы метаморфических комплексов, зачастую имеют гетерогенное строение (в пределах одного зерна), наиболее отчетливо различимое в катодолюминесценции (CL) (Corfu et al., 2003; Hoskin, Schaltegger, 2003). При этом разные домены циркона, отвечающие различным геологическим процессам (например, магматическому и метаморфическому), при изучении in situ, часто показывают не только неодинаковые значения U-Pb возраста, но и кардинально различающиеся особенности распределения редких элементов (Hoskin, Schaltegger, 2003; Rubatto, 2002; и др.).

Большое количество накопленных к настоящему времени аналитических данных по геохимии цирконов позволили установить основные геохимические особенности цирконов магматического генезиса, которые заключаются в сильно дифференцированном спектре распределения редкоземельных элементов с увеличением от LREE к HREE, наличии ярко выраженных положительной Ce-аномалии и отрицательной Eu-аномалии (Скублов и др., 2012; Hoskin, Schaltegger, 2003; Rubatto, 2002; Hanchar, van Westrenen, 2007; и др.). Содержание REE в магматических цирконах варьирует от нескольких десятков г/т до сотен и более (Hanchar, van Westrenen, 2007); REE (в особенности HREE) при кристаллизации из расплава являются высокосовместимыми по отношению к циркону, что обусловлено близкими значениями ионных радиусов REE³⁺ (особенно HREE, а также Ce⁴⁺) и Zr⁴⁺ (Hanchar, van Westrenen, 2007); магматические цирконы также обогащены другими несовместимыми элементами со значениями ионных радиусов, близкими к таковому у Zr, как, например, Y, Hf, P, U. Изоморфное вхождение REE в структуру циркона происходит по т. н. «ксенотимовому» типу: (REE³⁺, Y³⁺) + P⁵⁺ → Zr⁴⁺ + Si⁴⁺ (Hanchar, van Westrenen, 2007; Hoskin, Schaltegger, 2003; и др.). Отрицательная Eu-аномалия объясняется совместным ростом циркона с полевыми шпатами (главным образом

плагиоклазом) (*Rubatto, 2002*). Также для магматических цирконов характерна осцилляционная ростовая зональность, отчетливо различимая в катодолуминесценции по чередованию параллельных светлых и черных более урансодержащих полос (*Hoskin, Schaltegger, 2003; Corfu et al., 2003*).

Одним из главных геохимических критериев, позволяющих определить условия генезиса циркона, является величина Th/U отношения (*Belousova et al., 2002; Corfu et al., 2003; Hoskin, Schaltegger, 2003; Rubatto, 2002*). Магматические цирконы имеют повышенное Th/U отношение со значениями, обычно больше 0,5 (*Hoskin, Schaltegger, 2003*). Результаты изучения геохимических особенностей цирконов из различных типов магматических пород показали, что величина Th/U отношения в цирконах магматического генезиса, обычно варьируя в пределах 0,1–1, может достигать и 100–1000 в цирконах из щелочных пород (*Belousova et al., 2002*).

Общепризнанной отличительной чертой метаморфических цирконов является пониженная величина Th/U отношения, значения которой, как правило, меньше 0,1 (*Rubatto, 2002*), чаще всего находясь на уровне ~0,01 (*Hoskin, Schaltegger, 2003*). При этом природа такого низкого Th/U отношения остается не вполне ясной и зачастую объясняется спецификой метаморфического флюида. Стоит отметить, что цирконы из метаморфических пород, в качестве исключения из правил, могут характеризоваться также и повышенными (больше 0,1) значениями Th/U отношения (*Harley et al., 2007*).

Еще одной характерной чертой метаморфических цирконов, по сравнению с магматическими, является редуцирование положительной Ce-аномалии и отрицательной Eu-аномалии, понижение общего уровня REE (*Скублов и др., 2012*). Совместная кристаллизация с гранатом в отсутствие плагиоклаза в условиях эклогитовой фации приводит к понижению уровня HREE в цирконе и исчезновению отрицательной Eu-аномалии (*Rubatto, 2002*).

В отличие от цирконов из эклогитов, образование которых происходит при участии флюида, гранулитовые цирконы кристаллизуются в условиях равновесия с расплавом, образовавшемся при частичном плавлении в условиях высокотемпературного метаморфизма (*Rubatto, 2002; Rubatto, Hermann, 2003*). Следствием этого является сходство особенностей распределения редких элементов в гранулитовых и магматических цирконах; единственное отличие — низкое (как правило, меньше 0,1) Th/U отношение в первых (*Rubatto, 2002*).

С. Г. Скубловым с коллегами (2012), с целью определения общих закономерностей состава цирконов из эклогитов, были обобщены результаты ~900 локальных геохимических анализов цирконов из различных эклоги-

товых комплексов мира, результатом чего послужило установление типоморфных геохимических особенностей цирконов, образованных в условиях эклогитовой фации, вне зависимости от состава протолита и величины давления (рис. 107). Таким образом, можно выделить следующие особенности геохимии «эклогитовых» цирконов (*Скублов и др., 2012*): аномально пониженное содержание Th, где оно в среднем составляет 3 г/т, при том что в цирконах различного генезиса содержание Th доходит до 1000 г/т (*Harley, Kelly, 2007*), что приводит к низкому Th/U отношению (на уровне 0,0n, в среднем 0,03); пониженное содержание всего спектра REE (в среднем до уровня 22 г/т), в особенности LREE (обычно менее 2 г/т); пониженное содержание Y, U, P (в среднем 34, 100 и 41 г/т соответственно); спектр распределения REE отличается четко выраженным пологим распределением HREE, отсутствием или слабо выраженной отрицательной Eu-аномалией и значительно редуцированной, в сравнении с магматическими цирконами, положительной Ce-аномалией (значение Ce/Ce* — в среднем 11),

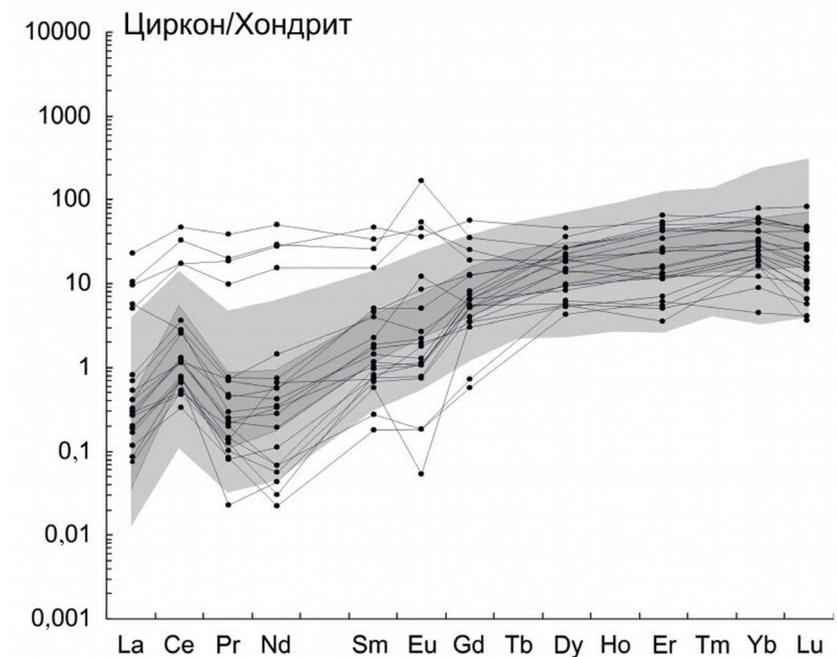


Рис. 107. Сравнение спектров распределения REE в цирконах свекофеннского возраста из эклогитов БПП с эклогитовыми цирконами комплексов мира. Обобщенный спектр распределения REE в цирконах из эклогитов различных комплексов мира по (*Скублов и др., 2012*). Содержание REE в пределах квантилей 5 и 95 % (90 % анализов из 877) закрашено светло-серым цветом; содержание REE в пределах квантилей 25 и 75 % (половина анализов из 877) — темно-серым соответственно

а также «корытообразным» провалом в области Nd, который может доходить до появления отрицательной Nd-аномалии; повышенное, относительно магматических цирконов, содержание Hf (в среднем 11 400 г/т). Причины проявления таких особенностей состава эцлогитовых цирконов частично обусловлены кристаллизацией совместно с гранатом (понижение содержания HREE) в отсутствии плагиоклаза (при этом отрицательная Eu-аномалия не наблюдается) (Скублов и др., 2012; Rubatto, 2002), однако не могут быть полностью объяснены только спецификой минерального состава пород эцлогитовой фации (в которых, например, плагиоклаз может и присутствовать) (Кориковский, 1998; Кориковский и др., 1997; Скублов и др., 2012; Carswell, 1990). По-видимому, важную роль в данном случае также играет специфика флюидного режима эцлогитового метаморфизма, обеспечивающего транспорт высокозарядных элементов (Скублов и др., 2012).

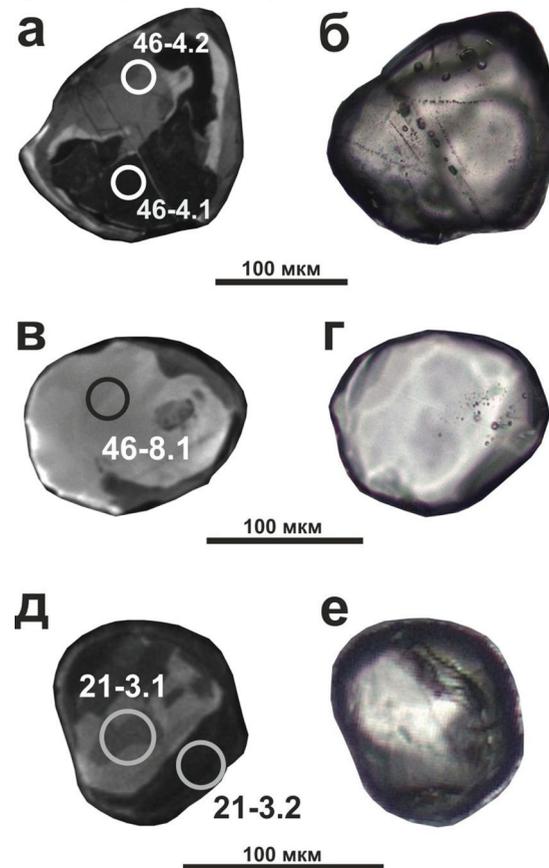


Рис. 108. Фотографии циркона из симплектитового эцлогита (обр. 46, а–г) и эцлогитоподобного гранат-амфибол-клинопироксенового кристаллосланца (обр. 21, д–е) в катодолюминесценции CL (а, в, д) и проходящем свете (б, г, е). Здесь и на других рисунках диаметр кратера ионного микрозонда равен ~20 мкм

Цирконы и домены зерен циркона из различных эцлогитовых комплексов, образовавшиеся на пике метаморфизма в условиях эцлогитовой фации, что доказывается присутствием в них в виде включений соответствующих индекс-минералов (коэсит, омфацит, гранат), также обладают вышеперечисленными геохимическими особенностями (например, Cheng et al., 2012; Liu et al., 2008; 2011; 2012), что указывает на правомочность применения установленных в (Скублов и др., 2012) геохимических критериев для выявления цирконов именно эцлогитового генезиса.

Таким образом, без исследования геохимии цирконов невозможна корректная интерпретация результатов U-Pb датирования, соотнесение полученных датировок с соответствующими геологическими условиями. Такой подход особенно важен для древних метаморфических комплексов со сложной историей, в том числе и для эцлогитов Беломорского подвижного пояса.

Симплектитовый эцлогит (обр. 46). Зерна циркона, выделенные из наименее измененного симплектитового эцлогита (обр. 46), как правило, изометричны, их форма ближе к округлой с неровными границами. В проходящем свете они все практически бесцветны, размер их варьирует от 50 до 200 мкм. При рассмотрении в катодолюминесценции (CL) можно разделить все цирконы на две группы (Скублов и др., 2011б): 1) зональные зерна с почти черным ядром и светло-серыми каймами мощностью 20–30 мкм; 2) светло-серые незональные зерна (рис. 108). Отличительной особенностью как кайм обрастания, так и зерен светло-серого в CL цвета является наличие включений кварца и цоизита (Скублов и др., 2011б), диагностированных с помощью спектров комбинационного рассеяния, полученных на рамановском спектрометре; данная ассоциация минералов соответствует высокобарическим условия ее образования в присутствии флюида (Miller et al., 2007).

Светло-серые зерна и оторочки, а также почти черные ядерные части в CL циркона образуют два разновозрастных близконкордантных компактных кластера, через которые можно провести дискордию со значениями нижнего и верхнего пересечений 1923 ± 75 и 2865 ± 35 млн лет соответственно (Скублов и др., 2010а) (рис. 109). Средневзвешенный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст светло-серых кайм и зерен циркона составляет 1878 ± 36 млн лет; темных ядер — 2879 ± 34 млн лет (Скублов и др., 2011б). Лишь одна из измеренных точек светло-серой в CL каймы циркона располагается между двумя кластерами со значением $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста, равным 2586 ± 27 млн лет, что может быть объяснено частичной потерей радиогенного Pb, вызванной наложением процесса с возрастом ~1,9 млрд лет на цирконы с возрастом ~2,9 млрд лет, приведшим как к перекристаллизации древних цирконов,

так и к образованию оторочек и зерен цирконов новой генерации (Скублов и др., 2011б).

Следует отметить, что древние архейские центральные части циркона и более молодые протерозойские оторочки и зерна также в значительной степени отличаются в геохимическом плане (Скублов и др., 2011б) по характеру распределения редких и редкоземельных элементов.

Центральные части циркона, имеющие архейские датировки, характеризуются повышенным Th/U отношением, сильно дифференцированным спектром распределения REE с увеличением от LREE в сторону HREE, четко выраженными положительной Ce-аномалией и отрицательной Eu-аномалией (рис. 110). Все вышеперечисленные геохимические особенности характерны для цирконов магматического происхождения (Belousova et al., 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Скублов и др., 2012; и др.).

О том, что среди архейских цирконов отсутствуют захваченные из других пород зерна, можно судить по подобию спектров друг другу и низкому, характерному для цирконов из магматических пород основного состава (Кривоуцкая и др., 2010; Belousova et al., 2002) содержанию Hf, которое не превышает 6200 г/т для древних, темных в CL, центральных доменов циркона (Скублов и др., 2011б).

Вторая группа цирконов и оторочек циркона протерозойского возраста, светлых в катодоллюминесценции, значительно отличается от более древних центральных частей циркона аномально низким содержанием Th, ко-

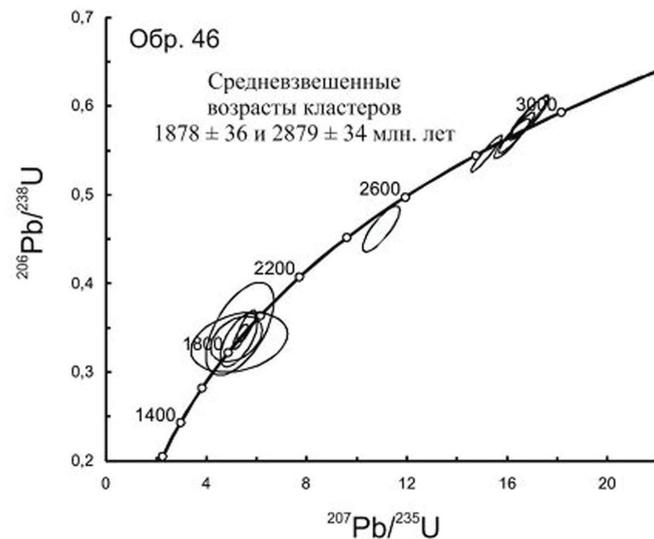


Рис. 109. Диаграмма с конкордией для цирконов из симплектитового эклогита (обр. 46). Здесь и на других рисунках эллипсы и значения конкордантного возраста соответствуют 2σ, включая погрешность константы распада

торое не превышает 1 г/т (0,02–0,37 г/т, по данным SHRIMP), и низким Th/U отношением на уровне 0,0n, а также снижением общего уровня REE более чем на 2 порядка, которое не превышает 11 г/т, при том что суммарное содержание REE в магматических ядрах варьирует от 351 до 2463 г/т. Для протерозойских доменов циркона также характерны: редуцированные Ce- и Eu-аномалии, плоский профиль распределения HREE (на уровне 5–10 хондритовых отношений), «корытообразный» провал в области LREE с появлением отрицательной Nd-аномалии, на 2–3 порядка пониженное содержание Y (не более 26 г/т) и повышенное Hf (более 8400 г/т) относительно архейских магматических ядер циркона. Данные геохимические характеристики светлых в CL кайм и зерен циркона протерозойского возраста являются типоморфными признаками «эклогитовых» цирконов, кристаллизовавшихся совместно с гранатом (Скублов и др., 2012).

Значения температуры для протерозойских доменов циркона, рассчитанные по Ti-в-цирконе термометру (Watson et al., 2006), находятся в интервале 630–650 °С, что не противоречит условиям метаморфизма эклогитовой фации (например, Бушмин, Глебовицкий, 2008).

Апоэклогитовый гранат-клинопироксеновый амфиболит (обр. 50). Цирконы из зоны амфиболитизации (обр. 50, рис. 111) симплектитового эклогита (обр.

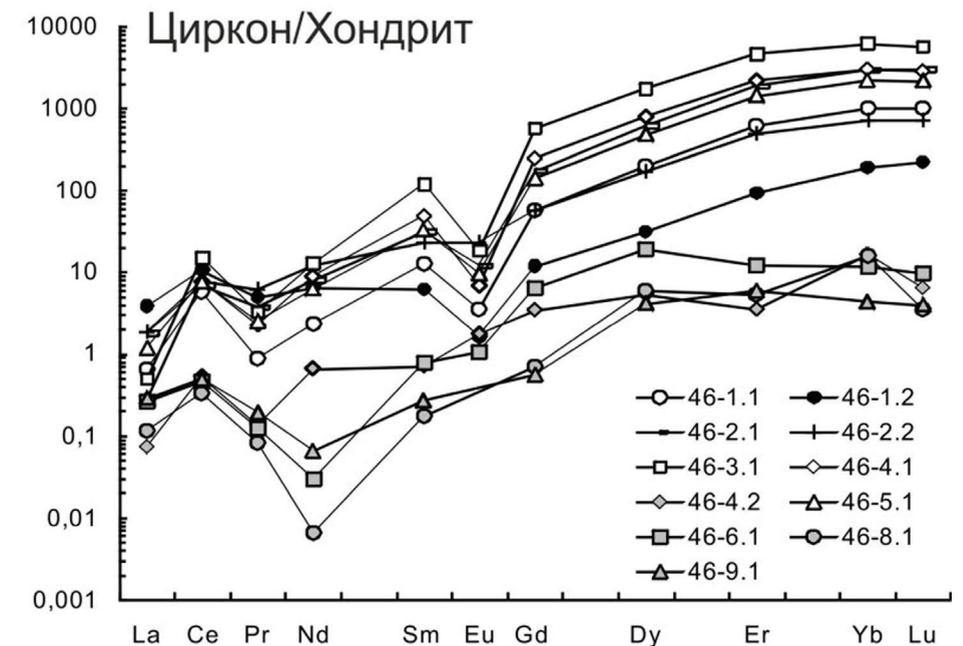


Рис. 110. Спектры распределения REE в цирконах из симплектитового эклогита (обр. 46) (белые значки — спектры распределения REE цирконов протолита; серые — спектры распределения REE эклогитовых цирконов)

46) представлены округлыми или изометричными неправильной формы зернами 100–200 мкм в поперечнике, реже — удлиненными призматической формы зернами (до 200 мкм в длину). Все зерна циркона имеют сложное внутреннее строение: в CL наблюдаются практически черные центральные домены, которые в большинстве случаев окружены, по-видимому, зонами перекристаллизации от темно-серого до практически белого в CL цвета. Вокруг ядерных частей циркона как с зонами перекристаллизации, так и без них развиваются каймы от темно-серого до светло-серого в CL цвета. Темные в CL центральные части циркона в основном содержат значительное количество включений, которые видны в проходящем свете; во внутренних

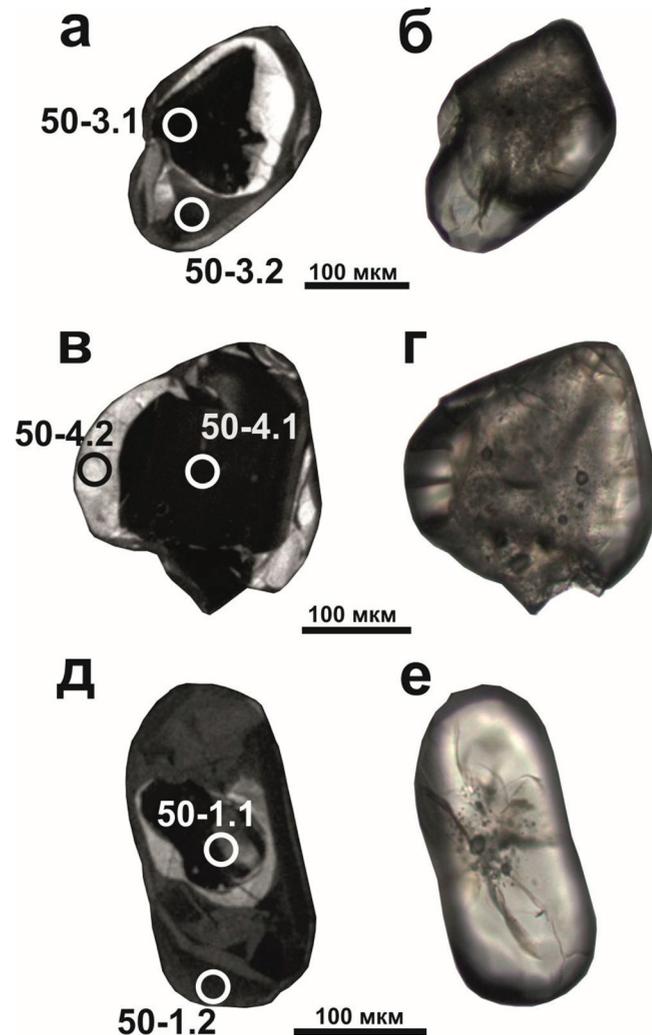


Рис. 111. Фотографии циркона из апоэктолитового гранат-клинопироксенового амфиболита (обр. 50) в катодолуминесценции CL (а, в, д) и проходящем свете (б, г, е)

зонах перекристаллизации включения отсутствуют. Внешние каймы, прозрачные в проходящем свете, характеризуются зачастую неоднородным пятнистым строением в CL.

По результатам U-Pb датирования, темные центральные части и внешние серые каймы циркона образуют две группы точек, через которые можно провести дискордию с верхним пересечением 2933 ± 53 млн лет и нижним — 1905 ± 0 млн лет (рис. 112), что совпадает в пределах погрешностей с данными, полученными для симплектитового эклогита (обр. 46), изложенными выше.

Все точки ядерных областей, черные в катодолуминесценции, наиболее дискордантны, что объясняется частичной потерей радиогенного Pb древними центральными частями циркона архейского возраста вследствие проявления свекофеннского метаморфизма (~1,9 млрд лет), который сопровождался ростом кайм зерен циркона. Светлые в CL внешние оторочки циркона, образующие компактный близконкордантный кластер, имеют свекофеннский возраст 1905 ± 17 млн лет. Так же как и для симплектитовых эклогитов (обр. 46), древние центральные домены циркона отличаются от молодых кайм характером распределения редких и редкоземельных элементов.

Значения Th/U отношения в центральных, темных в CL, доменах циркона аналогичны таковым в магматических цирконах из наименее измененного симплектитового эклогита (обр. 46), имеют повышенное значение (от 0,59

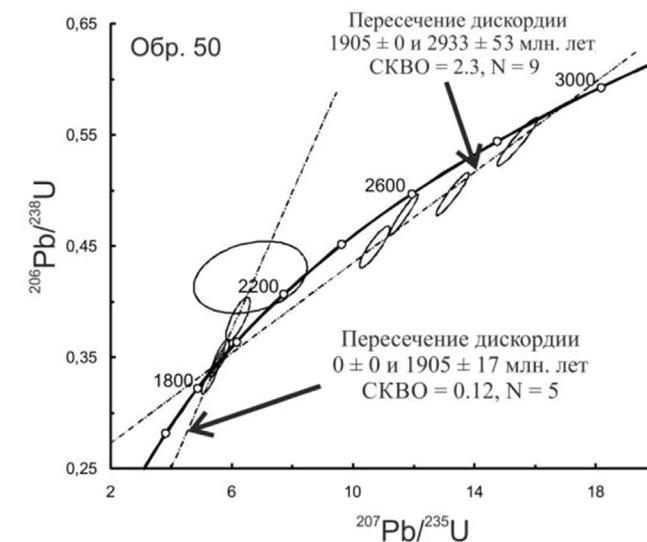


Рис. 112. Диаграмма с конкордией для цирконов из апоэктолитового гранат-клинопироксенового амфиболита (обр. 50)

до 2,31, по данным SHRIMP), спектр распределения REE в древних ядрах сильно дифференцирован с увеличением от LREE к HREE, наблюдаются ярко выраженные положительная Ce- и отрицательная Eu-аномалии (рис. 113); содержание Hf варьирует от ~6220 до ~8540 г/т, Y — от ~1700 до ~6700 г/т. Все вышеперечисленные геохимические особенности отвечают характеристикам магматических цирконов. Однако относительно магматических ядер в цирконах симплектитового эклогита (обр. 46), в ядрах циркона из апоэклогитового гранат-клинопироксенового амфиболита (обр. 50) наблюдается немного завышенное содержание Hf, доходя до уровня содержания Hf в «эклогитовых» каймах симплектитового эклогита (обр. 46), что является следствием начала перекристаллизации древних магматических ядер, приводящей к выносу радиогенного свинца (растягивание точек вдоль дискордии) и повышению содержания Hf. При этом другие геохимические характеристики архейских доменов циркона все еще сохраняются. Подобный эффект неполной перекристаллизации с «размытием» первоначальных геохимических особенностей магматических цирконов был отмечен нами для эклогитов района с. Гридино (Скублов и др., 2011а).

Более молодые, серые в CL, каймы циркона отличаются от древних доменов аномально пониженным содержанием Th, которое не превышает

3,71 г/т (по данным SIMS) при разбросе содержания Th в древних доменах от 133 до 1628 г/т. В протерозойских каймах Th/U отношение находится на уровне 0,00n–0,0n г/т, не превышая значение 0,06, содержание Y (38–134 г/т) на 1–2 порядка ниже, чем в магматических доменах. Содержание Hf в каймах варьирует в пределах от ~9700 до ~11200 г/т, а содержания HREE и LREE — от 21 до 64 и от 2 до 89 г/т соответственно.

По завышенному содержанию Hf и низким в общем случае содержаниям Y, HREE, Th, а также значениям Th/U отношения на уровне 0,00n–0,0n, наряду с выполаживанием спектра HREE, говорящем о совместном росте с гранатом, и редуцированными Ce- и Eu-аномалиями свекофенские каймы в цирконах из апоэклогитового амфиболита (обр. 50) отвечают характеристикам типичных «эклогитовых» цирконов (Скублов и др., 2012). Однако стоит обратить внимание на аномально повышенное содержание LREE и MREE, которое отражается практически в горизонтальном спектре распределения REE в метаморфических каймах циркона. Обогащение кайм циркона LREE и MREE в данном случае отражает привнос этих элементов при амфиболитизации эклогитов в условиях открытой системы. Как правило, повышение содержания LREE и MREE в цирконах, сопровождающееся выполаживанием спектра их распределения вплоть до образования плоского профиля распределения REE, характерно для цирконов гидротермально-метасоматического генезиса (например, Hoskin, 2005; Hoskin et al., 1998; Pelletier et al., 2007). Характер распределения редких элементов, схожий с таковым из метаморфических кайм циркона гранат-клинопироксенового амфиболита (обр. 50), был отмечен нами для оторочек циркона из эклогитов района Красной губы в центральной части БПП, подвергшихся метасоматической флюидной переработке (Скублов и др., 2013б).

По сути, из всех изученных кайм циркона апоэклогитового амфиболита (обр. 50) наиболее полным набором геохимических характеристик типичных «эклогитовых» цирконов (Th/U отношение 0,001; содержания элементов: Y — 55 г/т, Hf — ~10800 г/т, Th — 0,22 г/т, LREE — 4 г/т, HREE — 23 г/т и др.) обладает только одна оторочка циркона. Геохимические же особенности других проанализированных метаморфических кайм в цирконах из данной породы в значительной мере искажены воздействием постэклогитового амфиболитового метаморфизма с активным участием флюида, однако без изменения U-Pb изотопных характеристик в них. Полученное значение возраста (1905 ± 17 млн лет) для светлых в CL кайм циркона из апоэклогитового гранат-клинопироксенового амфиболита (обр. 50) отвечает эклогитовому метаморфизму, а не соответствует времени постэклогитового метаморфизма в условиях амфиболитовой фации, что доказывается тем, что, как было упомянуто выше, возрастные оценки образования метаморфических кайм

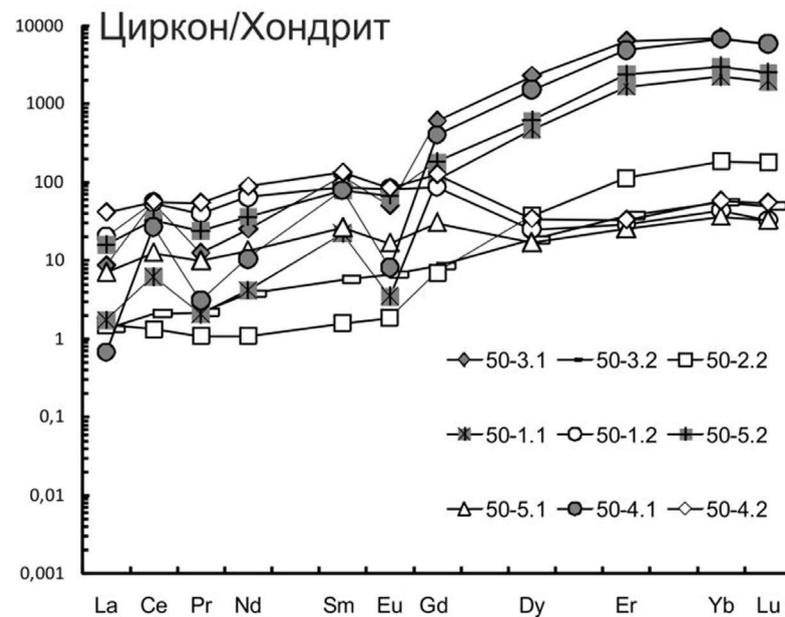


Рис. 113. Спектры распределения REE в цирконах из апоэклогитового гранат-клинопироксенового амфиболита (обр. 50) (серые значки — спектры распределения REE цирконов протолита; белые — спектры распределения REE в метаморфических каймах цирконов)

циркона из симплектитового эклогита (обр. 46) и апоэклогитового гранат-клинопироксенового амфиболита (обр. 50) совпадают в пределах погрешности, а индивидуальные $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасты в цирконах из апоэклогитового гранат-клинопироксенового амфиболита (обр. 50) в основном даже незначительно древнее.

Апоэклогитовый гранатит (обр. 48). Результаты изотопно-геохимического исследования циркона из апоэклогитового гранатита (обр. 48) детально изложены в работах (Мельник и др., 2013; 2014). Зерна циркона, выделенные из зоны гранатизации (обр. 48) симплектитового эклогита (обр. 46), как правило, являются короткопризматическими (до 200 мкм по удлинению) или имеют неправильную форму (рис. 114). Одной из характерных особенностей зерен циркона является наличие темных в CL значительно измененных и интенсивно переработанных ядер, содержащих большое количество включений, таких как кварц, хлор- и фторапатит, эпидот, алланит с высоким содержанием LREE и Th (в сумме до 15 вес. %), шамозит, хлорсодержащий амфибол. При этом ядра практически непрозрачны в проходящем свете.

Всего можно выделить два основных типа внутреннего строения зерен циркона из апоэклогитового гранатита (обр. 48): 1) границы ядра сильно резорбированы и имеют конфигурацию заливов, трассируемую цепочкой микровключений; 2) циркон имеет сложное строение — новообразованная светло-серая в CL кайма согласно облекает темную центральную часть с границами правильной формы. В первом случае ядро обрастает однородная, серая в CL, относительно прозрачная в проходящем свете зона перекристаллизации, которая выглядит как кайма. Во втором случае новообразованная кайма отличается практически идеальной прозрачностью в проходящем свете, а мелкие грани придают ей характерный блеск (Мельник и др., 2013; 2014).

В пределах центральной части зерен циркона зачастую можно выделить ядро с большим количеством включений и корродированными границами, а также темную в CL, прозрачную в проходящем свете и свободную от включений внутреннюю зону, которая сопоставима по площади с ядром. В отдельных зернах ядра циркона с включениями довольно сильно переработаны и «растасены» по площади зерна, а промежутки между фрагментами ядер «залечены» белым в CL веществом циркона. В одном из таких зерен был обнаружен клинопироксен с незначительным содержанием жадеитовой компоненты ($X_{\text{Jd}} = 0,07-0,09$) как в виде включений в ядре, так и в сростании с ярко-белой в CL краевой измененной зоной циркона.

Все измеренные при локальном U-Pb датировании точки в цирконах из апоэклогитового гранатита (обр. 48) попадают на дискордию со

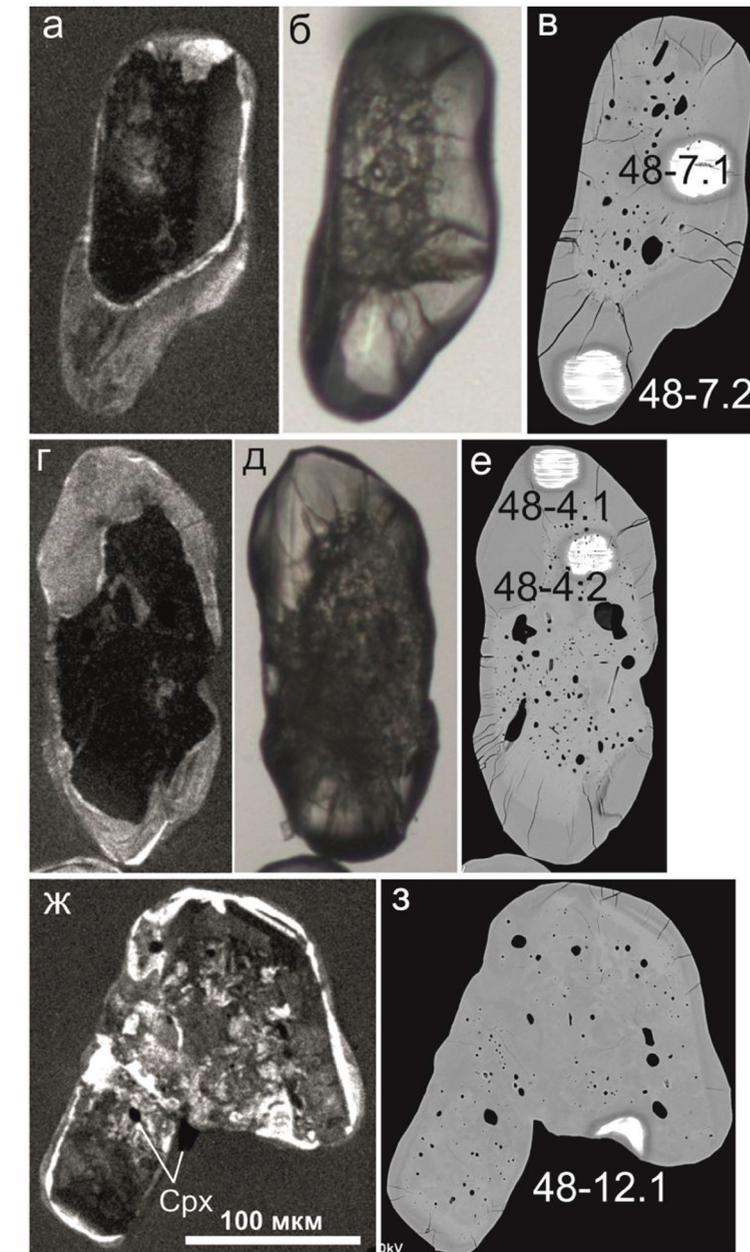


Рис. 114. Фотографии циркона из апоэклогитового гранатита (обр. 48) в катодолуминесценции CL (а, г, ж), проходящем свете (б, д) и обратно-отраженных электронах BSE (в, е, з)

значениями верхнего и нижнего пересечений 2864 ± 43 и 1927 ± 50 млн лет соответственно (рис. 115). Эта дискордия по значениям верхнего и нижнего пересечения практически идентична дискордии, построенной для цирконов из симплектитового эклогита (обр. 46) со значениями 2865 ± 35 и 1923 ± 75 млн лет (Скублов и др., 2010а). Для цирконов, выделенных из Fe-Ti эклогита района Узкой Салмы, похожих на цирконы из апоэклогитового гранатита (обр. 48) по морфологии и внутреннему строению, были получены сходные значения возраста в пределах

дискордии с пересечениями 2939 ± 81 и 2089 ± 130 млн лет (Каулина и др., 2010; Kaulina et al., 2015).

Аналитические точки, расположенные в пределах ядер циркона и серых в CL однородных зон, граничащих с ядрами по резорбированным границам, находятся в верхней части дискордии. При этом точки, соответствующие ядрам, сгруппированы ближе к верхнему пересечению дискордии, чем точки из зоны перекристаллизации циркона (Мельник и др., 2013; 2014). Стоит отметить, что темные в CL зоны в пределах ядер цирконов, но прозрачные в проходящем свете и свободные от включений образуют псевдоконкордантную группу со средневзвешенным значением $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 2706 ± 8 млн лет (по пяти точкам). Схожее значение возраста 2724 ± 35 млн лет было получено по цирконам из эклогитоподобной породы района Широкой Салмы (обр. 198/107, Каулина и др., 2010), что было проинтерпретировано авторами как время проявления гранулитового метаморфизма и соотнесено с известным этапом гранулитового метаморфизма в Беломорском подвижном поясе, которому соответствует временной интервал 2710–2730 млн лет (например, Бибилова и др., 2004). Также близкое конкордантное значение возраста в интервале 2702–2721 млн лет, которое значительно отличается от возраста магматического протолита эклогита, было выявлено для ядер циркона из эклогита о-ва Столбиха, район с. Гридино (Володичев и др., 2004; Скублов и др., 2011а). Детальное исследование распределения REE и редких элементов во всех доменах гетерогенного циркона из эклогита о-ва Столбиха позволило считать причиной такого омоложения магматических ядер их перекристаллизацию в зоне максимального проявления эклогитового метаморфизма свекофеннского возраста (Скублов и др., 2011а).

Как было отмечено выше, симплектитовый эклогит (обр. 46) относится к т. н. «южным» эклогитам (Щипанский и др., 2012а; 2012б) карьера Куру-Ваара, в которых были обнаружены наименее измененные магматические цирконы с сохранившейся осцилляционной зональностью (Щипанский и др., 2012б). Для цирконов магматического протолита эклогитов в данном случае были отмечены высокие содержания Th относительно U и, как следствие, необычайно высокие значения Th/U отношения (до 11,9) (Щипанский и др., 2012б). В работе (Щипанский и др., 2012б) авторы указали на то, что цирконы с подобным составом (значительное преобладание торитового минала над коффинитовым) преобразуются по механизму объединенного растворения и переосаждения (Geisler et al., 2007). При этом в ядерных частях циркона, вероятно с наибольшим содержанием Th, возникает большое количество пор и включений, образование которых связано с воздействием флюидных растворов на внутренние зоны циркона, кристаллическая решетка в которых более деформирована. При этом U-Pb система

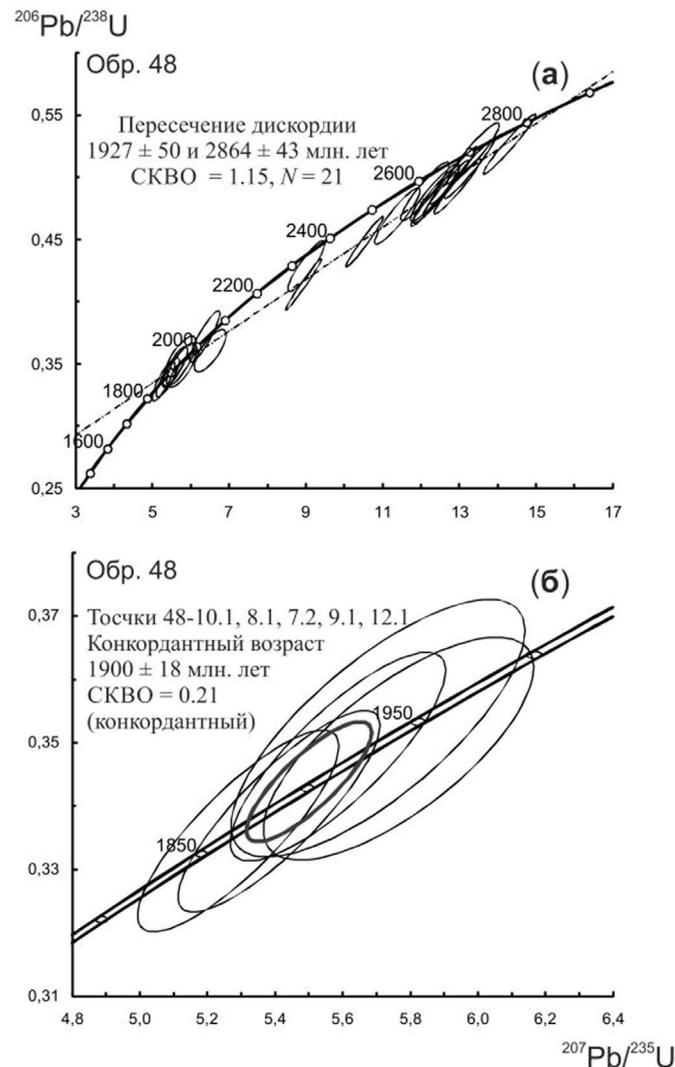


Рис. 115. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранатита (обр. 48): а — все аналитические точки; б — конкордантный кластер свекофеннского возраста

в данных участках может полностью переуравновешиваться, о чем говорит порой более молодое значение возраста в ядерных «пористых» участках по сравнению с краевыми зонами циркона с осцилляционной зональностью (*Щипанский и др.*, 2012б). Однако такое явление может быть также объяснено частичной потерей радиогенного Pb из наиболее «ослабленных» зон циркона под воздействием более молодого геологического события, приведшего как к перекристаллизации древних цирконов, так и к кристаллизации молодой популяции циркона. Так, для цирконов из гранатита и Fe-Ti эцлогита района Узкой Салмы (*Kaulina et al.*, 2015) все возрастные оценки цирконов, строение которых аналогично таковым из апоэцлогитового гранатита (обр. 48), имеющие промежуточное значение между магматическим этапом (~2,9 млрд лет) и метаморфическим событием (~1,9 млрд лет) объясняются как возрасты «смещения», которые не отвечают реальным геологическим событиям (*Kaulina et al.*, 2015).

Примечательна минеральная ассоциация микровключений в измененных ядрах в цирконах из апоэцлогитового гранатита (обр. 48), описанная выше. В нее входит хлорит, который был обнаружен в качестве реликтов в эцлогитах района Узкой Салмы (*Konilov et al.*, 2011) и соотнесен с первичными преобразованиями габброидов до эцлогитизации, а также хлорсодержащий амфибол, который встречается только в виде включений в гранатах из симплектитовых эцлогитов (обр. 46) и не присутствует в основной ткани породы. Совместное нахождение хлорсодержащего амфибола, хлорита и отсутствие граната и омфациита в качестве включений в измененных ядрах циркона из апоэцлогитового гранатита (обр. 48), а также наличие других невысокобарических минералов говорят о том, что они (минералы включений) возникли в результате первичных преобразований габбро-норитового протолита симплектитовых эцлогитов (обр. 46) с образованием невысокобарических пород. При этом, вероятно, эти минералы не были захвачены цирконом, а образовались в нем при осаждении из флюидных растворов, проникающих в центральные «ослабленные» зоны магматических цирконов с высокими значениями Th/U отношения, или при перекристаллизации первичных включений вследствие воздействия флюида (*Каулина и др.*, 2010). Изменение же центральных частей цирконов, скорее всего сопровождавшееся выносом радиогенного Pb, приводило к искажению (омоложению) их возраста, но необязательно — к полной перестройке U-Pb системы.

В общем и целом для цирконов из апоэцлогитового гранатита (обр. 48) частичная перекристаллизация ядер сопровождается «очищением» от обильных микровключений других минералов и восстановлением прозрачности (*Мельник и др.*, 2013; 2014). При перестройке кристаллической

структуры происходит заметное перераспределение радиогенного Pb между исходными более метамиктными ядрами и новообразованными зонами в пределах ядер и, соответственно, некоторое «сползание» аналитических точек вниз по дискордии и даже субконкордантно. Причиной такого усложнения в районе верхнего пересечения дискордии служит более молодое термальное событие (в данном случае — свекофеннский эцлогитовый метаморфизм). Установлено, что растягивание точек из ядер циркона вдоль конкордии может занимать интервал до нескольких десятков, реже — первых сотен, миллионов лет. Отсутствие реального геологического события, отвечающего более молодым датировкам «сползших» точек, подтверждается также датированием циркона классическим методом TIMS (*McFarlane et al.*, 2005). Эффект «сползания» точек древних ядер может быть объяснен также и исключительно потерей радиогенного свинца цирконами в результате диффузии (*Мельник и др.*, 2014).

Внешние каймы циркона, светло-серые в CL, облегающие ядерную часть с четко выраженными плавными границами, а также ярко-белые краевые зоны изменения образуют обособленный кластер точек с конкордантным значением возраста 1900 ± 18 млн лет. Это значение совпадает, в пределах погрешности, с датировками, полученными для метаморфических кайм в цирконах из симплектитового эцлогита (обр. 46) и апоэцлогитового амфиболита (обр. 50), также близкое конкордантное определение возраста 1907 ± 11 млн лет получено по циркону из эцлогитоподобного гранат-амфибол-клинопироксенового кристаллосланца (обр. 21), занимающего то же структурное положение, что и симплектитовые эцлогиты в карьере Куру-Ваара.

Распределение REE в ядрах циркона и зонах перекристаллизации в их пределах демонстрирует характеристики магматических цирконов с четко выраженными положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалиями, дифференцированным распределением REE от легких к тяжелым (рис. 116, а), высоким содержанием P, Y, Th и U. Наиболее дискордантные (находящиеся в средней части дискордии), серые в CL однородные зоны и каймы циркона, нарастающие на ядра со следами резорбции, отличаются понижением содержания всех REE с выполаживанием Ce- и Eu-аномалий при сохранении дифференцированного характера распределения HREE (рис. 116, б). Они характеризуются, по сравнению с ядрами, пониженным содержанием Th и U, пониженными значениями Th/U отношения. По всей видимости, наиболее дискордантные зоны и каймы циркона с промежуточными геохимическими характеристиками, скорее всего, образовались при неполной перекристаллизации ядер циркона в ходе свекофеннского метаморфизма.

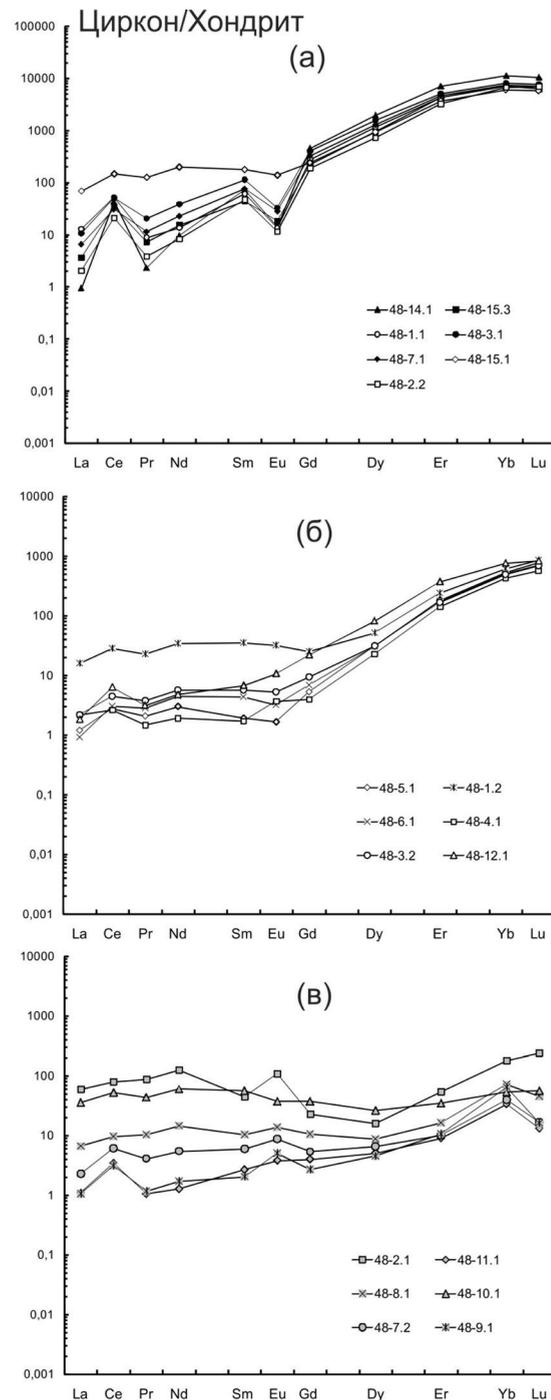


Рис. 116. Спектры распределения REE в цирконах из апоэклогитового гранатита (обр. 48)

Внешние светло-серые в CL каймы циркона свекофеннского возраста демонстрируют плоский спектр распределения REE, смену знака Eu-аномалии на положительный и вариации в содержании LREE (рис. 116, в). Содержание Y, REE, Th и Th/U отношение в этих каймах минимальное из всех типов циркона, а Hf — максимальное. По совокупности геохимических характеристик (Скублов и др., 2012) светло-серые в CL каймы в основном соответствуют типичным эклогитовым цирконам, за исключением вариации в содержании LREE в отдельных случаях. Содержание LREE и MREE в некоторых аналитических точках завышено, что приводит к практически горизонтальному спектру распределения REE. Подобное поведение LREE и MREE было отмечено ранее для свекофеннских кайм циркона из апоэклогитового гранат-клинопироксенового амфиболита (обр. 50) и, как уже было сказано, может быть объяснено влиянием постэклогитового метаморфизма в условиях открытой системы без искажения U-Pb возраста, значение которого (~1,9 млрд лет) соответствует эклогитовому метаморфизму.

Эклогитоподобный гранат-амфибол-клинопироксеновый кристаллосланец (обр. 21). Цирконы из эклогитоподобного метаультрабазита (обр. 21), по сравнению с симплектитовым эклогитом (обр. 46), были выделены в гораздо меньшем количестве (Скублов и др., 2011б). Зерна циркона характеризуются округлой формой и отсутствием включений, они прозрачны в проходящем свете, в катодолюминесценции, в основном — темные, однородные (Скублов и др., 2011б), реже обладают мозаично-пятнистой структурой. Размер зерен циркона из эклогитоподобного гранат-амфибол-клинопироксенового кристаллосланца (обр. 21), как правило, не превышает 100 мкм в поперечнике. Все исследованные зерна циркона из гранат-амфибол-клинопироксенового кристаллосланца (обр. 21) являются свекофеннскими со значениями $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста в пределах 1894–1931 млн лет. Для наименее дискордантных аналитических точек циркона был получен конкордантный возраст 1907 ± 11 млн лет (рис. 117). Данное значение возраста совпадает, в пределах погрешности, с указанными выше датировками, полученными для метаморфических кайм и зерен циркона симплектитового эклогита (обр. 46) и апоэклогитовых пород (гранатит, обр. 48; амфиболит, обр. 50).

Зерна циркона из эклогитоподобного метаультрабазита (обр. 21) в четырех проанализированных точках характеризуются низкими содержаниями Th (до ~5 г/т, по данным SHRIMP), Y (до ~40 г/т), LREE (до 3 г/т), HREE (до 17 г/т) и повышенным содержанием Hf (от ~8400 до ~9500 г/т), а также низкими значениями Th/U отношения (0,01–0,02); спектры распределения REE, соответствующие этим точкам, слабо дифференцированы ($\text{Lu}_N/$

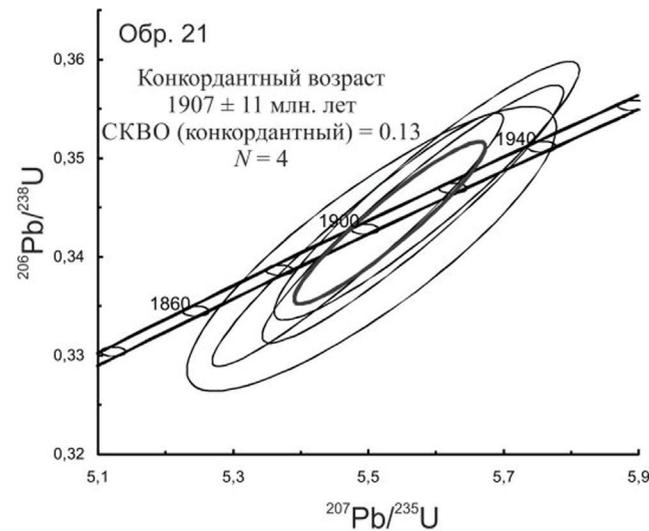


Рис. 117. Диаграмма с конкордией для цирконов из эклогитоподобного гранат-амфибол-клинопироксенового кристаллосланца (обр. 21)

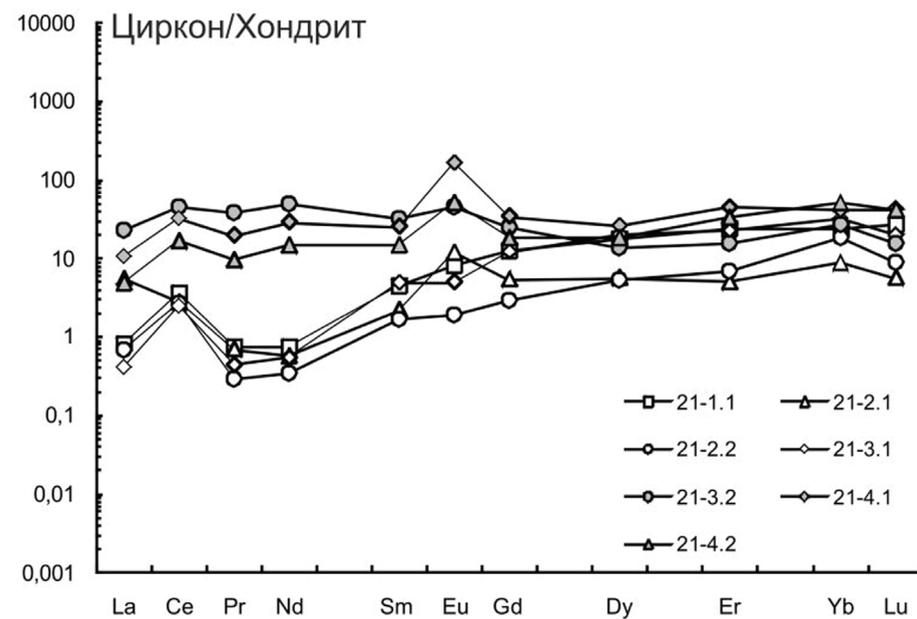


Рис. 118. Спектры распределения REE в цирконах из эклогитоподобного гранат-амфибол-клинопироксенового кристаллосланца (обр. 21)

La_N до 50) с плоским профилем распределения в области HREE (рис. 118). Все перечисленные геохимические особенности, как обсуждалось выше, являются типичными характеристиками «эклогитовых» цирконов (Скублов и др., 2012). Циркон в трех других аналитических точках (21–3,2, 4,1, 4,2) также обладает низкими содержаниями Th (до ~3 г/т), Y (до ~55 г/т), HREE (до 28 г/т), Th/U отношением в пределах 0,01–0,02, но меньшим содержанием Hf (от ~7000 до ~7800 г/т) и значительно бóльшим — LREE (19–59 г/т). Спектры распределения REE, отвечающие второй группе точек, обладают плоским профилем (за счет повышения содержания LREE и MREE), положительной Eu-аномалией. Такое распределение REE, как неоднократно отмечалось выше, характерно для цирконов гидротермально-метасоматического генезиса (Hoskin, 2005; Pelletier et al., 2007).

Таким образом, цирконы из гранат-амфибол-клинопироксенового кристаллосланца (обр. 21), образованные при эклогитовом метаморфизме с возрастом ~1,9 млрд лет, испытали частичную перекристаллизацию на этапе постэклогитового метаморфизма, протекавшего в условиях открытой системы и сопровождавшегося привносом по крайней мере LREE, MREE и выносом Hf. Это привело к частичному искажению первичных геохимических особенностей циркона без изменения в нем U-Pb изотопных характеристик, как и в случае с цирконами из апоэклогитовых пород (гранатит, обр. 48; амфиболит, обр. 50).

Эклогитизированный коронарный оливиновый габбро-норит (обр. 38). В эклогитизированном коронарном оливиновом габбро-норите (обр. 38) можно выделить два основных типа циркона: 1) удлиненные зерна циркона (до 200 мкм в длину и до 50 мкм в поперечнике), характеризующиеся (в CL) отчетливой осцилляционной магматической зональностью и тонкой (обычно — первые мкм) светло-серой каймой, редко достигающей толщины в 20 мкм; 2) призматические агрегаты зерен циркона. Зерна циркона, слагающие призматические агрегаты, обладают неоднородной в CL окраской, размер их варьирует в пределах 5–50 мкм, а границы между отдельными зернами имеют правильную форму; исходя из вариации в размере зерен и характера межзеренных границ, структуру агрегатов циркона можно назвать «ячеистой» (рис. 119).

Четыре аналитические точки, измеренные в цирконах с осцилляционной зональностью из эклогитизированного габбро-норита (обр. 38), значения ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраста в которых варьируют в интервале 2389–2447 млн лет, образуют компактный субконкордантный кластер с конкордантным U-Pb возрастом 2443±22 млн лет (рис. 120). Для всех проанализированных зерен циркона с осцилляционной зональностью из эклогитизированного коронарного оливинового габбро-норита (обр. 38) характерен

сильно дифференцированный спектр распределения REE с увеличением от LREE к HREE, ярко выраженной положительной Ce-аномалией и отрицательной Eu-аномалией (рис. 121). Зерна циркона в этих точках характеризуются высокими содержаниями Y и REE (827–1577 и 460–970 г/т соответственно), высокими значениями Th/U отношения (0,79–1,38, по данным SHRIMP); содержание Hf, соответствующее данным точкам, варьирует в пределах 6443–7355 г/т. Все эти характеристики отвечают цирконам магматического происхождения. Кроме того, полученный для зерен циркона с осцилляционной зональностью конкордантный U-Pb возраст 2443 ± 22 млн лет соответствует временному интервалу формирования комплекса лерцолит-габбро-норитов, частью которого, как было сказано выше, является исследуемый коронарный габбро-норит (обр. 38) в данном регионе (2,4–2,45 млрд лет, *Lobach-Zhuchenko et al.*, 1998). Таким образом, датировка 2443 ± 22 млн лет устанавливает время внедрения дайки оливинового габбро-норита (обр. 38) в континентальную кору, которое

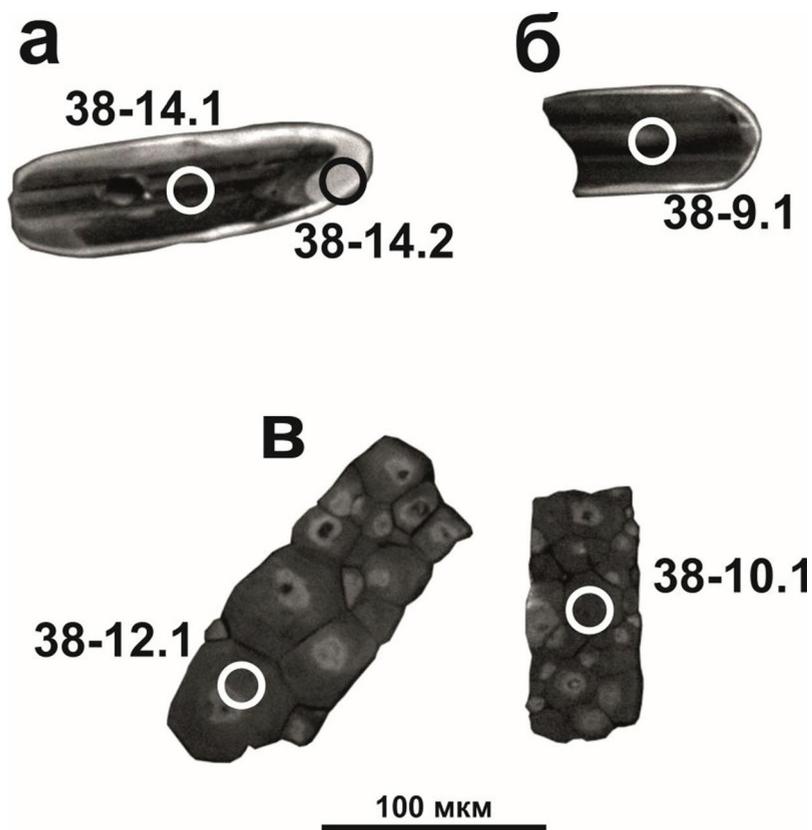


Рис. 119. Фотографии цирконов из эклогитизированного коронарного оливинового габбро-норита (обр. 38) в катодолуминесценции CL (а–в)

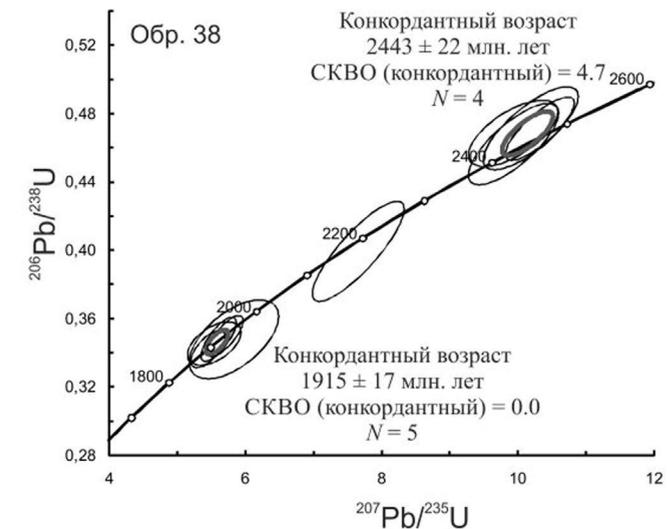


Рис. 120. Диаграмма с конкордией для цирконов из эклогитизированного габбро-норита (обр. 38)

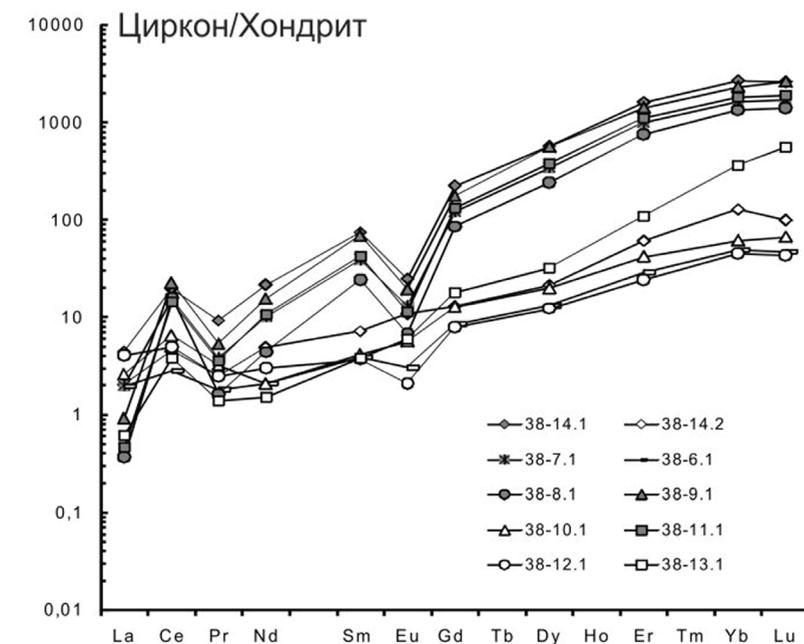


Рис. 121. Спектры распределения REE в цирконах из эклогитизированного габбро-норита (обр. 38) (серые значки — спектры распределения REE в цирконах магматического протолита; белые — спектры распределения REE в метаморфических цирконах)

происходило в условиях растяжения, соответствующего этапу раннепротерозойского рифтинга (например, *Balagansky et al.*, 2015; *Daly et al.*, 2006).

Зерна циркона, слагающие «ячеистые» агрегаты, светло-серая в CL кайма циркона, окружающая магматический циркон с осцилляционной зональностью, а также однородное темно-серое (в CL) зерно циркона образуют второй субконкордантный компактный кластер с конкордантным значением U-Pb возраста 1915 ± 17 млн лет, которое совпадает в пределах погрешности с указанными выше датировками, полученными для метаморфических кайм и зерен циркона из симплектитового эклогита (обр. 46, 1878 ± 36 млн лет), эклогитоподобного гранат-амфибол-клинопироксенового кристаллосланца (обр. 21, 1907 ± 11 млн лет) и апоэклогитовых пород — гранат-клинопироксенового амфиболита (обр. 50, 1905 ± 17 млн лет) и гранатита (обр. 48, 1900 ± 18 млн лет).

По сравнению с магматическими цирконами, для цирконов свекофеннского возраста характерен главным образом слабо дифференцированный спектр распределения REE с плоским профилем в области HREE, редуцированными Ce- и Eu-аномалиями, «корытообразным» прогибом в области Nd. Зерна, слагающие «ячеистые» агрегаты циркона, отличаются низкими содержаниями Y (до ~51 г/т), Th (до ~5 г/т), HREE и LREE (17–26 г/т и 3–6 г/т соответственно), значениями Th/U отношения на уровне 0,0n; содержание в них Hf (7372–9090 г/т) больше такового в цирконах магматического генезиса. Все перечисленные особенности, включая особенности спектра распределения REE в этих точках, являются типоморфными признаками «эклогитовых» цирконов (*Скублов и др.*, 2012). Температура, рассчитанная по Ti-в-цирконе термометру (*Watson et al.*, 2006), для зерен в «ячеистых» агрегатах циркона варьирует в интервале 670–700 °С, что совпадает с температурными параметрами пика эклогитового метаморфизма, определенными с помощью TWQ для эклогитизированного коронарного оливинового габбро-норита (обр. 38).

Таким образом, в результате изотопно-геохимического исследования цирконов из эклогитизированного габбро-норита (обр. 38), установлен возраст магматического этапа формирования породы со значением ~2,44 млрд лет, подтвержден возраст эклогитового метаморфизма со значением ~1,9 млрд лет, полученный по циркону и для других пород.

Керамический пегматит (обр. 62). Цирконы из жилы керамического пегматита, прорывающей ТТГ гнейсы, имеют светло-коричневый цвет и призматический габитус, достигают 5 мм по удлинению. В CL они однородные, практически черные, не содержат включений (*Скублов и др.*, 2011б). В режиме цветной катодолуминесценции цирконы из пегматита (обр. 62) резко выделяются на фоне цирконов из симплектитового экло-

гита (обр. 46) и эклогитоподобного метаультрабазита (обр. 21) своей насыщенно-синей люминесценцией (*Мельник*, 2015). Конкордантный возраст, полученный по трем измеренным точкам циркона, равен 1841 ± 12 млн лет (рис. 122). Данное значение возраста укладывается в интервал 1840–1880 млн лет, соответствующий времени формирования пегматитов в пределах Беломорского подвижного пояса (*Бибикова и др.*, 2004). Схожие датировки были получены нами для района Красной губы по циркону из эклогитов (1842 ± 13 млн лет, *Скублов и др.*, 2013б), подвергшихся метасоматическому преобразованию в ходе наиболее позднего метаморфизма в данном районе, сопровождающегося пегматитообразованием, а также по титаниту (1855 ± 8 млн лет, *Скублов и др.*, 2014) из секущей эти эклогиты пегматоидной кварц-полевошпатовой жилы.

Цирконы из керамического пегматита (обр. 62) характеризуются сильно дифференцированным спектром распределения REE с увеличением от LREE к HREE (Lu_N/La_N до 1361), а также положительной Ce-аномалией и отрицательной Eu-аномалией (рис. 123), что на первый взгляд отвечает особенностям типичных магматических цирконов (например, *Hoskin, Schaltegger*, 2003). Однако значения Th/U отношения в цирконах из пегматита (обр. 62) находятся на уровне 0,0n, не превышая 0,04, что является главной характеристикой цирконов амагматического генезиса (например, *Hoskin, Schaltegger*, 2003). Температура образования циркона, рассчитанная по Ti-в-цирконе термометру (*Watson et al.*, 2006), варьирует в пределах 550–600 °С, что не противоречит образованию пегматита в условиях

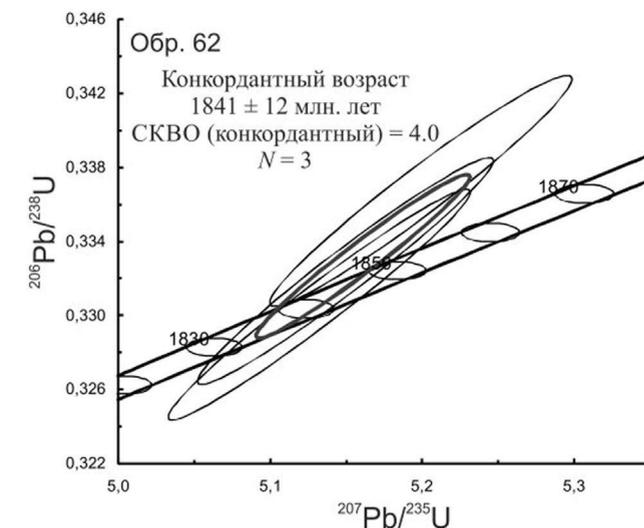


Рис. 122. Диаграмма с конкордией для цирконов из керамического пегматита (обр. 62)

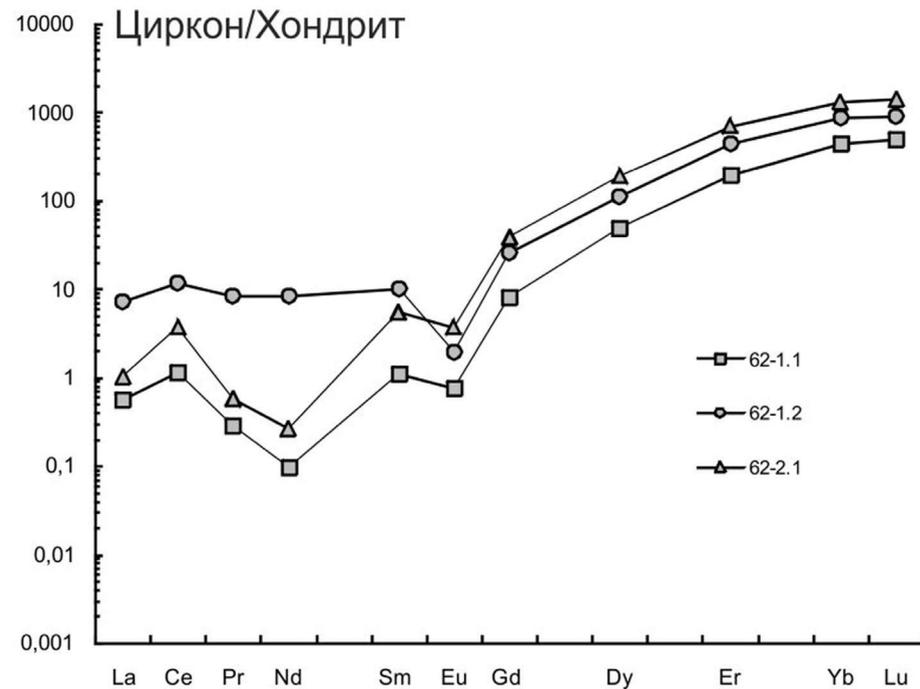


Рис. 123. Спектры распределения REE в цирконах из керамического пегматита (обр. 62)

амфиболитовой фации (Бушмин, Глебовицкий, 2008) на завершающем этапе свекофеннского метаморфического цикла в Беломорском подвижном поясе (Скублов и др., 2011б).

Итоги изотопно-геохимического исследования цирконов. Локальное датирование цирконов с одновременным изучением их геохимических особенностей «в той же точке» для симплектитового эклогита (обр. 46) и эклогитизированного коронарного оливинового габбро-норита (обр. 38) позволило установить различные возрасты магматических протолитов для этих пород (~2,9 млрд лет — для симплектитового эклогита; ~2,44 млрд лет — для эклогитизированного габбро-норита), а также единый и единственный этап эклогитового метаморфизма с возрастом ~1,9 млрд лет. Свекофенские цирконы из апоэклогитовых пород (амфиболита, обр. 50; гранатита, обр. 48), образовавшихся по симплектитовому эклогиту (обр. 46), и цирконы из эклогитоподобного гранат-амфибол-клинопироксенового кристаллосланца (обр. 21) подтверждают возраст эклогитового метаморфизма ~1,9 млрд лет, а также отражают наложенный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации, выражающийся в искажении геохимических особенностей данных цирконов по содержанию LREE и MREE, но без изменения U-Pb возраста. Наиболее поздний этап свекофеннского метаморфизма в данном

регионе, сопровождавшийся пегматитообразованием, имеет возраст ~1,84 млрд лет.

Комплексное Sm-Nd и Lu-Hf датирование эклогитов. В последнее время при решении проблемы возраста эклогитов, помимо U-Pb локального датирования цирконов в комплексе с изучением их геохимических особенностей в той же точке (Rubatto, 2002; Liu et al., 2012; и др.), исследователи зачастую прибегают к датированию эклогитовых парагенезисов (обычно: гранат + омфацит) Sm-Nd и Lu-Hf методами (например, Kylander-Clark et al., 2007; Cheng et al., 2008; 2009). Данный подход, в отличие от датирования акцессорных минералов, позволяет порой наиболее точно определить временные рамки непосредственно эклогитового метаморфизма (Cheng et al., 2009). Стоит отметить, что для корректной интерпретации результатов комплексного Sm-Nd и Lu-Hf датирования также необходимо детальное изучение характера распределения как главных, так и редкоземельных и редких элементов в кристаллах граната — основополагающего для данных методов геохронометрии эклогитов минерала.

Гранат — один из двух главных (наряду с омфацитом) породообразующих минералов эклогитов, который в метаморфических породах средних и высоких ступеней метаморфизма является основным минералом-концентратором Y, HREE (в особенности Lu) (Lapen et al., 2003; Otamendi et al., 2002; и др.), которые, как правило, концентрируются преимущественно в центральных участках кристаллов граната, обычно зонального по этим элементам (Otamendi et al., 2002 и ссылки в этой работе). Помимо зональности по редким элементам, для метаморфических гранатов зачастую характерна резко выраженная зональность по главным элементам (Mg, Mn, Fe, Ca) (например, Cheng et al., 2007; 2008; 2009). Изучение химической зональности в метаморфических гранатах дает ключ к установлению термодинамического тренда метаморфизма, определению характера эволюции флюида при метаморфизме и корректной интерпретации результатов Sm-Nd и Lu-Hf датирования (Cheng et al., 2007; Endo et al., 2009).

Увеличение содержания Mg от центра к краю зерен метаморфического граната, с одновременным снижением концентрации Mn в том же направлении, практически всегда указывает на проградный рост этого минерала в условиях повышения термодинамических параметров метаморфизма (например, Zhang et al., 2000), пиковым условиям которого, как правило, соответствуют наиболее магнезиальные края гранатов (например, Rubatto, 2002; Miller et al., 2007). При наложенном ретроградном метаморфизме в гранатах нередко появляется диффузионная кайма, характеризующаяся повышением содержания Mn и понижением — Mg (например, Jiang, Lasaga, 1990; Spear, 1991).

Применительно к проблеме интерпретации результатов комплексного Lu-Hf и Sm-Nd датирования важен тот факт, что проградной ростовой зональности по главным элементам (колоколообразное распределением Mn и чашеобразное — Mg вдоль профиля, проведенного через центр кристалла граната) в метаморфических гранатах соответствует ярко выраженная зональность по Lu, который концентрируется в ядрах граната, в отличие от Hf, Sm и Nd, как правило, обладающих практически плоским профилем распределения от центра к краю проградно-зональных зерен граната (*Lapen et al.*, 2003). В общем случае такое распределение как главных (Mg, Mn), так и редких элементов (Lu, Sm, Nd, Hf) в проградно-зональных гранатах подчиняется модели Релеевского фракционирования (например, *Hollister*, 1966; *Lapen et al.*, 2003; *Otamendi et al.*, 2002). Стоит отметить, что в гранатах с проградной ростовой зональностью может наблюдаться и незначительное увеличение содержания Sm и Nd от центра к краю кристалла, что может быть обусловлено спецификой роста граната (*Schmidt et al.*, 2008; *Skora et al.*, 2006). В любом случае преимущественная концентрация Lu в ядрах граната указывает на то, что результаты Lu-Hf датирования соответствуют возрасту ядерной части граната, т. е. этапу начального роста этого минерала; равномерное же распределение Sm вдоль профиля или незначительная концентрация Sm в краевой части граната означает, что результаты Sm-Nd датирования отражают время более позднего роста граната, по сравнению с результатами Lu-Hf датирования (*Lapen et al.*, 2003). Из этого следует, что разница между Sm-Nd и Lu-Hf значениями возраста одной пробы должна соответствовать минимальной продолжительности роста граната и, соответственно, проградного метаморфизма, при условии, что кристаллизация проходила при температуре ниже температуры закрытия Sm-Nd и Lu-Hf систем (*Lapen et al.*, 2003). При этом гранаты из эклогитов (и других пород высоких ступеней метаморфизма), генезис которых происходил при температурах ниже температуры закрытия Sm-Nd и Lu-Hf систем, отличаются высокими значениями Lu/Hf отношения в ядрах и практически равными значениями Sm/Nd отношения по всему профилю зерен граната (*Cheng et al.*, 2008; *Green et al.*, 2000); такое поведение Lu/Hf и Sm/Nd отношений в гранате как раз и является следствием концентрации Lu в ядре граната по сравнению с равномерно распределенным в нем Hf, а также одинаковому поведению Sm и Nd в зернах граната, как было описано выше.

При комплексном Lu-Hf и Sm-Nd датировании эклогитов важным является первоначальное установление зональности гранатов по главным элементам. В случае наличия проградной зональности граната по главным элементам (Mg, Mn) можно, даже без исследования распределения Lu, Sm, Nd и Hf в данном минерале, сделать вывод о том, что и по редким, редко-

земельным элементам первоначальная проградная зональность также сохранена, а Lu-Hf и Sm-Nd системы не были перестроены; это обусловлено тем, что скорость диффузии главных элементов со степенью окисления 2+ в гранате значительно превышает скорость диффузии Lu³⁺, Sm³⁺, Nd³⁺ и Hf⁴⁺ (*Cheng et al.*, 2008; *Van Orman et al.*, 2002), поэтому, даже при «стирании» зональности по главным элементам в условиях пика, зональность по редким элементам может сохраниться (*Schmidt et al.*, 2008), в частности — по Lu, Sm, Nd и Hf, также без перестройки Lu-Hf и Sm-Nd систем. Отсутствие же зональности в метаморфических гранатах по главным и редким элементам может указывать на их рост в условиях относительно постоянных P-T-X параметров метаморфизма или на то, что гомогенизация произошла вследствие диффузии на пике метаморфизма (*Cheng et al.*, 2008; *Schmidt et al.*, 2008).

Важным вопросом, решение которого позволит более точно и однозначно интерпретировать результаты комплексного Sm-Nd и Lu-Hf датирования эклогитов, является вопрос температуры закрытия Sm-Nd и Lu-Hf систем, преимущественно в гранатах. Достоинством Lu-Hf системы, в сравнении с Sm-Nd, что делает ее более привлекательной для датирования эклогитов, является более высокая температура закрытия (*Scherer et al.*, 2000). По современным данным, температура закрытия Lu-Hf системы оценивается как >850 °C (*Schmidt et al.*, 2011). Для мантийных эклогитов и гранатовых пироксенитов значение температуры закрытия Lu-Hf системы оценивается в 920 °C (*Shu et al.*, 2014).

На результаты датирования Sm-Nd и Lu Hf методами могут оказывать сильное влияние включения некоторых акцессорных минералов в анализируемых породообразующих (главным образом — в гранате) и породе в целом. Так, например, фосфаты (апатит, монацит), обладающие низкими величинами Sm/Nd отношения, значительно искажают истинное значение Sm-Nd возраста гранатов; рутил и циркон, обладающие высокими концентрациями Hf, способствуют получению неправильных датировок Lu-Hf методом (*Scherer et al.*, 2000). Монофракции гранатов, используемые в нашей работе для Sm-Nd датирования, предварительно подвергались процедуре сернокислотного выщелачивания (*Anczkiewicz, Thirlwall*, 2003) с целью селективного растворения возможных включений, имеющих низкое Sm/Nd отношение, а породы и монофракции минералов, используемые для Lu-Hf датирования, были растворены согласно методике селективного разложения, изложенной в (*Lagos et al.*, 2007), позволяющей разлагать главные силикатные фазы без растворения устойчивых фаз (рутил, циркон), что способствовало существенному повышению точности датирования данными методами, исключению возможности влияния акцессорных фаз на его результаты.

Датирование Sm-Nd методом эклогитоподобного гранат-амфибол-клинопироксенового кристаллосланца (обр. 21) и наименее измененного симплектитового эклогита (обр. 46) позволило получить по трехточечным изохронам (Grt-Cpx-WR) совпадающие в пределах погрешностей значения возрастов 1896 ± 12 и 1897 ± 16 млн лет соответственно (рис. 124). Данные значения возраста значительно отличаются (в сторону удревнения) от таковых, полученных при датировании этих же проб Sm-Nd методом без применения процедуры сернокислотного выщелачивания (по данным *Скублов и др.*, 2010б: для эклогитоподобного метаультрабазита (обр. 21) — 1878 ± 12 млн лет; для симплектитового эклогита (обр. 46) — 1789 ± 23 млн лет), что указывает на сильное влияние акцессорных фаз и необходимость использования этой процедуры сернокислотного выщелачивания граната (*Anczkiewicz, Thirlwall*, 2003).

Определение возраста апоэклогитового гранатита (обр. 48) по трехточечной (Grt-Amp-WR) Sm-Nd изохроне, выполненное без удаления включений кислотой и составляющее 1882 ± 17 млн лет (*Мельник и др.*, 2014), совпадает, в пределах погрешностей, с полученными Sm-Nd датировками эклогитоподобного гранат-амфибол-клинопироксенового кристаллосланца (обр. 21) и симплектитового эклогита (обр. 46). Тем не менее сернокислотная обработка граната приводит к существенно более молодому значению Sm-Nd возраста апоэклогитового гранатита (обр. 48) (трехточечная изохрона Grt-Amp-WR), равному 1838 ± 11 млн лет, что объясняется удалением при сернокислотном выщелачивании из граната минералов, заметно искажающих истинное значение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношения, в основном амфибола, пойкилитовые включения которого характерны для гранатов из гранатита (обр. 48) и фосфатов (монацита, апатита) (*Мельник и др.*, 2014). Это значение возраста идентично конкордантному возрасту образования циркона (1841 ± 12 млн лет) из расположенной в этом же обнажении жилы керамического пегматита (обр. 62) и совпадает с U-Pb возрастом титанита (1835 ± 3 млн лет) из апоамфиболитового гранатита (обр. 44). Таким образом, образование как апоэклогитового гранатита (обр. 48), так и апоамфиболитового гранатита (обр. 44) произошло одновременно с внедрением пегматитовых жил около 1840 млн лет назад и является результатом метасоматической переработкой вмещающих гранатиты пород. Получается, что Sm-Nd датирование апоэклогитового гранатита (обр. 48) позволило установить время его генезиса, в отличие от U-Pb датирования циркона из этой породы, отражающего возраст магматического протолита эклогита (~2,9 млрд лет) и этап эклогитового метаморфизма (~1,9 млрд лет).

Исследование Lu-Hf методом было проведено для эклогитоподобного гранат-амфибол-клинопироксенового кристаллосланца (обр. 21) и наименее

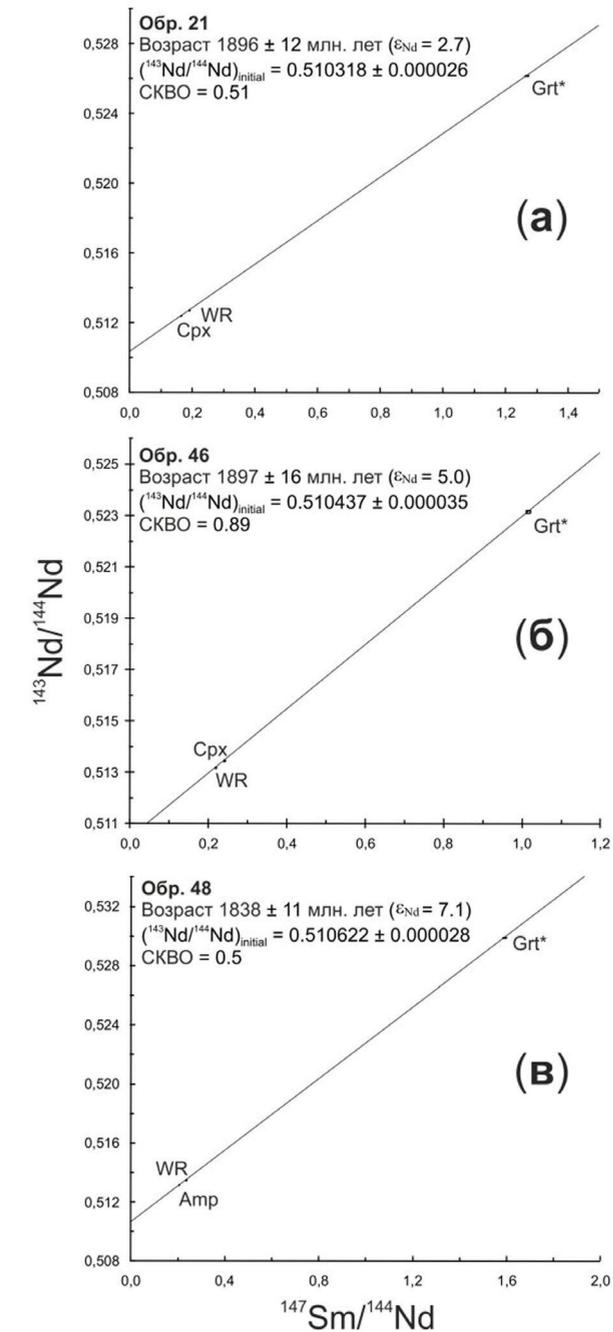


Рис. 124. Sm-Nd изохронные диаграммы для эклогитоподобного метаультрабазита (а), симплектитового эклогита (б) и апоэклогитового гранатита (в). Grt* — гранат после процедуры сернокислотного выщелачивания, Cpx — моноклинный пироксен, Amp — амфибол, WR — порода (вал). Размер символов соответствует погрешности 2σ

измененного симплектитового эклогита (обр. 46). Эклогитоподобный метаклинорогит (обр. 21) и симплектитовый эклогит (обр. 46) имеют Lu-Hf изохронные значения возраста 1894 ± 4 и 1901 ± 5 млн лет соответственно, равные в пределах погрешностей (рис. 125). Полученные Lu-Hf изохронные линии регрессии достаточно хорошо определены (Хервартиц и др., 2012) — каждая из них основана на 4 или 5 точках и характеризуется низким значением СКВО.

Стоит отметить, что изохронные возрасты эклогитоподобного гранат-амфибол-клинопироксенового кристаллосланца (обр. 21) и симплектито-

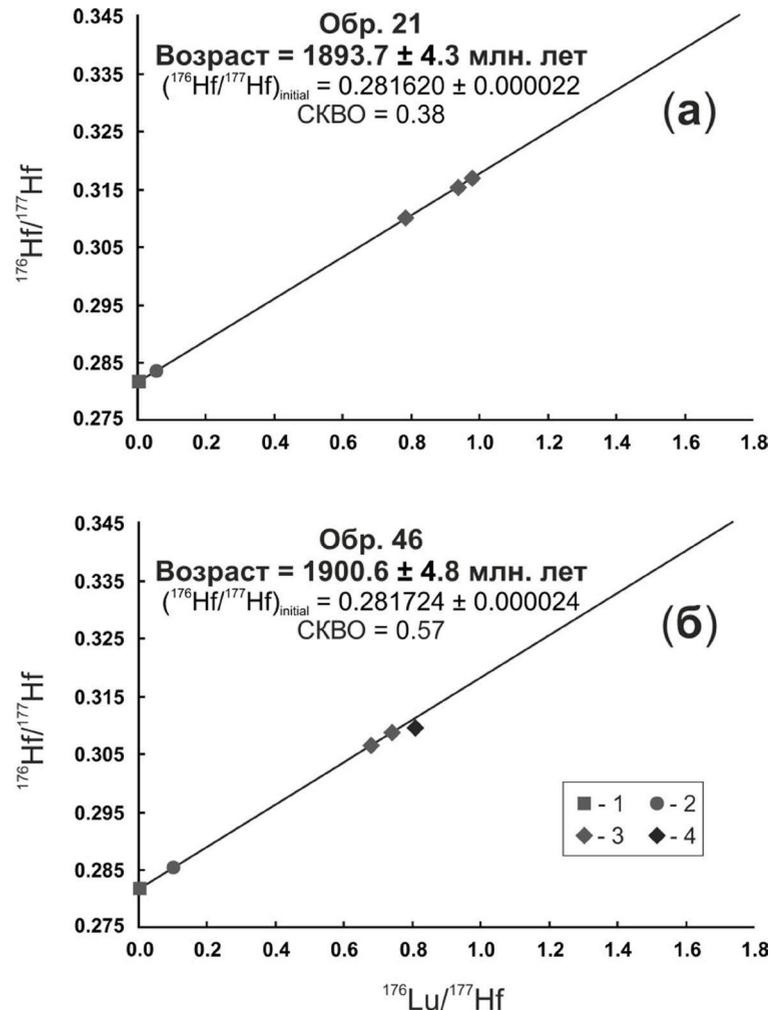


Рис. 125. Lu-Hf изохронные диаграммы для эклогитоподобного гранат-амфибол-клинопироксенового кристаллосланца (а) и симплектитового эклогита (б). Изохроны рассчитаны для породы в целом (1), монофракций клинопироксенов (2) и гранатов (3). 4 — фигуративная точка Grt-1 (обр. 46), не лежащая на изохроне и не использованная при ее расчете. Погрешности измерения не превышают размер символов

вого эклогита (обр. 46), полученные Sm-Nd и Lu-Hf методами для ассоциации Grt-Cpx, близки между собой и соответствуют значению ~ 1900 млн лет. Данное значение возраста совпадает с U-Pb датировками цирконов из этих пород, обладающих геохимическими характеристиками, типоморфными для цирконов из эклогитов и соответствует этапу свекофеннского эклогитового метаморфизма.

На сегодняшний день Lu-Hf метод — самый надежный метод гранатовой геохронометрии с самой высокой температурой закрытия системы, который, правда, следует использовать осторожно, учитывая характер распределения HREE и HFSE в гранате (Skora et al., 2006; Endo et al., 2009; и др.). Без изучения геохимических характеристик минералов, используемых в датировании, применительно к породам Беломорского подвижного пояса свекофенские датировки нельзя шаблонно трактовать как время перестройки Lu-Hf системы при наложенном метаморфизме, исключая возможность кристаллизации Grt-Cpx парагенезиса именно в это время. Для проверки правильности интерпретации результатов комплексного Sm-Nd и Lu-Hf датирования со значением $\sim 1,9$ млрд лет как времени эклогитового метаморфизма следует рассмотреть геохимические особенности граната — основополагающего для данных методов геохронометрии эклогитов минерала.

В наименее измененном симплектитовом эклогите (обр. 46) в гранатах проявлена явная проградная ростовая зональность по главным элементам с увеличением содержания Mg и уменьшением концентрации Mn от центра к краю граната (рис. 126), что уже говорит об отсутствии перестройки Lu-Hf системы (Cheng et al., 2008; Van Orman et al., 2002) при сохранении ростовой зональности и по редким элементам, образованной в процессе одноактного этапа роста граната. Однако теоретически этот гранат мог начать расти на этапе ретроградного преобразования эклогитов, хотя против этого свидетельствует наличие включения Cl-Amp, отвечающего этапу доэклогитового метаморфизма (амфиболитового?) габброидного протолита эклогита, который отсутствует в основной ткани, а также включения омфацита в промежуточной части граната (Konilov et al., 2011, fig. 19.19), что отвечает уже этапу эклогитового метаморфизма. Т. е. наличие в гранатах из симплектитового эклогита проградной зональности по главным элементам (Mg, Mn) и характер включений свидетельствуют о быстром одноактном проградном росте граната в условиях стабильности омфацита. Проградная зональность по главным элементам в гранате из симплектитового эклогита (обр. 46) также подтверждается и распределением в нем редких элементов. Так, от центра к краю граната происходит резкое уменьшение содержания Lu (от 2,1 до 0,14 г/т) при равномерном распределении Sm, Hf и Nd. Lu/Hf отношение от цен-

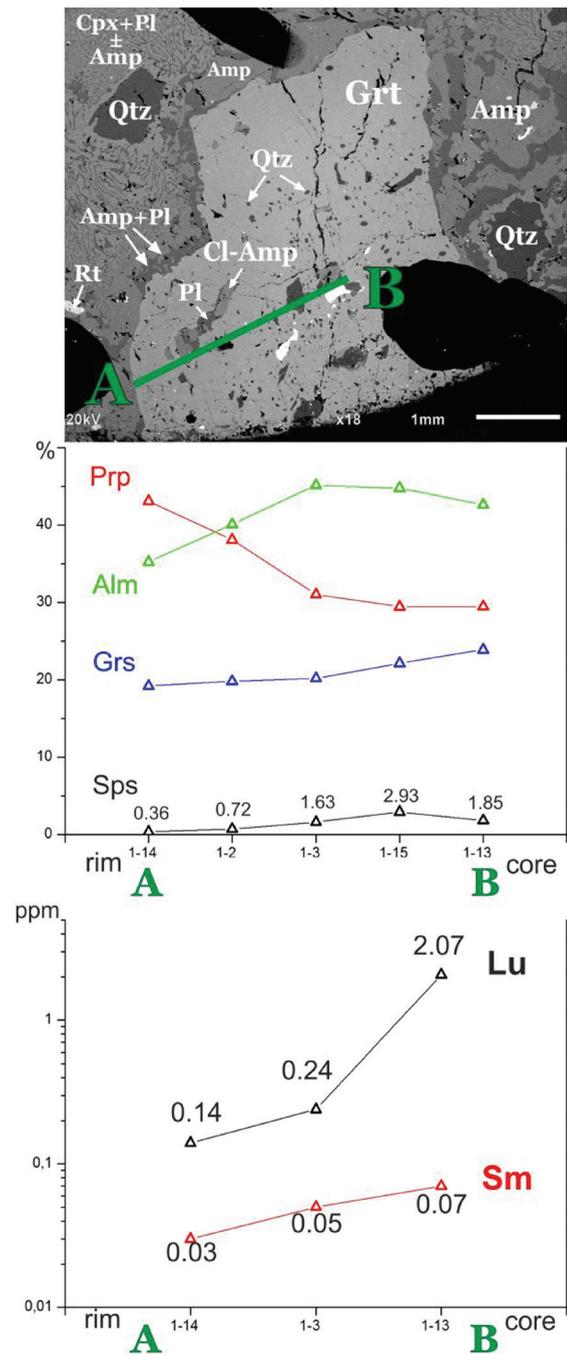


Рис. 126. Пример проградной зональности в гранатах из симплектитового эклогита (обр. 46) по главным и редким элементам

тра к краю уменьшается в 15 раз (от 4,8 до 0,32), что является свидетельством того, что кристаллизация граната проходила ниже температуры закрытия Lu-Hf системы, и, соответственно, такое распределение редких элементов отвечает гранату, в котором Lu-Hf система не была перестроена. В случае же перестройки Lu-Hf системы в гранате наблюдается перекристаллизация граната (Kelly et al., 2011), выражающаяся в резорбции зерен (Kirchenbaur et al., 2012) этого минерала и перераспределении редких элементов в нем, что, например, прослеживается в обогащении краевых участков резорбированных зерен граната Lu (Kelly et al., 2011; Kirchenbaur et al., 2012) и не наблюдается в гранатах из симплектитового эклогита (обр. 46).

Поскольку Lu-Hf значение возраста симплектитового эклогита (обр. 46) совпадает с таковым для эклогитоподобного метаультрабазита (обр. 21), то, значит, Lu-Hf система в последнем также не была перестроена. Также следует заметить, что Lu-Hf система настолько устойчива в геологических процессах, что порой позволяет датировать эклогиты, претерпевшие несколько субдукционных циклов (Herwartz et al., 2011). Значение Lu-Hf возраста 1901 ± 5 млн лет симплектитового эклогита (обр. 46), исходя из преимущественной концентрации Lu в ядрах граната, должно соответствовать, согласно изложенному выше, начальной стадии проградного роста граната и, следовательно, может не отвечать пику эклогитового метаморфизма. Однако значение Sm-Nd возраста 1897 ± 16 млн лет для этой же пробы (обр. 46), как правило, отражающее время более позднего роста граната, по сравнению с результатами Lu-Hf датирования (Lapen et al., 2003), совпадает в пределах погрешности с Lu-Hf датировкой, что не позволяет определить временной интервал проградного роста граната ввиду его практически мгновенной кристаллизации в масштабе геологического времени. Наличие же включения омфациита (индикаторного минерала эклогитовой фации) не в более магнезиальном крае, а ближе к центру граната (Konilov et al., 2011, fig. 19.19) позволяет сделать вывод, что уже на начальном этапе проградного роста граната из симплектитового эклогита (обр. 46) P-T параметры соответствовали условиям эклогитовой фации, а значит, полученные для симплектитового эклогита (обр. 46) совпадающие Lu-Hf и Sm-Nd значения возраста $\sim 1,9$ млрд лет отвечают времени эклогитового метаморфизма, что также отражают и результаты комплексного Lu-Hf и Sm-Nd датирования эклогитоподобного гранат-амфибол-клинопироксенового кристаллосланца (обр. 21).

Таким образом, результаты комплексного Sm-Nd и Lu-Hf датирования наименее измененного симплектитового эклогита (обр. 46) и эклогитоподобного метаультрабазита (обр. 21) подтверждают палеопротерозойское (около 1,9 млрд лет) время эклогитового метаморфизма, полученное по цирконам для данных пород.

4.2.2. Выводы

Обобщая результаты датирования эклогитов, эклогитоподобных пород и продуктов преобразования эклогитов, следует сделать однозначный вывод, что время проявления эклогитового метаморфизма в северо-западной части БПП, определенное комплексом независимых изотопно-геохимических методов (U-Pb метод по циркону и Lu-Hf и Sm-Nd методы по гранату и клинопироксену), составляет ~1,9 млрд лет. Это значение полностью согласуется с результатами датирования эклогитов и эклогитоподобных пород в других районах БПП — район с. Гридино (*Березин и др.*, 2012; *Скублов и др.*, 2011а; 2012), побережья Красной губы (*Скублов и др.*, 2013б) и островов Керетского архипелага Белого моря (*Березин и др.*, 2013; *Березин, Скублов*, 2014). Интерпретация результатов датирования в значительной степени подкреплена анализом характера распределения редкоземельных и редких элементов в аксессуарных (главным образом в цирконе, а также титаните и рутиле) и породообразующих (гранате и клинопироксене) минералах.

Результаты датирования одноактного события эклогитового метаморфизма не противоречат геологическим критериям: возраст протолита эклогитов как архейский (~2,9 млрд лет), так и палеопротерозойский (~2,44 млрд лет). Возраст наложенных гранатитов и секущих эклогиты пегматитов установлен как ~1,84 млрд лет. Время ретроградного метаморфизма в условиях амфиболитовой фации установлено как ~1,87 млрд лет (*Скублов и др.*, 2014), что практически совпадает с определениями возраста наложенной на эклогиты амфиболитизации в других участках проявления эклогитового метаморфизма в БПП (*Березин и др.*, 2013; *Березин, Скублов*, 2014).

Авторы благодарят коллег из ЦИИ ВСЕГЕИ Е. Н. Лепехину и П. А. Львова за изотопные измерения проб, а также Г. И. Симакина, Е. В. Потапова (ЯФ ФТИАН) за выполнение аналитических исследований геохимии циркона. Циркон изучен на оборудовании ЦКП «Диагностика микро- и наноструктур».

4.3. ОБ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ДАТИРОВАНИЯ АРХЕЙСКИХ ПОРОД КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ U-Pb МЕТОДОМ ПО ЦИРКОНУ НА ОСНОВЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

В последние годы широкое развитие локальных методов определения возраста раннедокембрийских пород по отдельным зернам циркона дало возможность более корректно устанавливать время формирования пород и проявления эндогенных процессов, а также позволило сделать важные

выводы о сложной эволюции раннедокембрийских комплексов древних кратонов, в том числе Фенноскандинавского щита.

Однако при анализе полученных U-Pb методом возрастных данных по циркону из древних пород, слагающих сложнодеформированные полиметаморфические комплексы, периодически приходится сталкиваться с несоответствием геологических и возрастных данных. Такие случаи были установлены нами при изучении пород наиболее древнего фрагмента архейской коры Фенноскандинавского щита — Водлозерского домена Карельской провинции (*Лобач-Жученко и др.*, 2000; *Ранний докембрий...*, 2005). В данной работе приведены как уже опубликованные, так и новые результаты геологических и геохронологических исследований, а также характеристики циркона из разных комплексов архейских пород в ряде хорошо изученных районов.

Исследование циркона включало: (1) изучение его внутреннего строения в катодолюминесцентном изображении (CL) и обратно-рассеянных электронах (BSE); (2) определение содержания главных, редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) в цирконе. Это позволило проводить корреляцию возраста циркона со временем его образования и преобразования и в ряде случаев определить его генезис. Исследование единичных зерен циркона U-Pb локальным методом выполнено на масс-спектрометре SHRIMP II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Содержания редкоземельных элементов в цирконе были измерены в ЯФ ФТИАН (г. Ярославль) на масс-спектрометре CAMECA-IMS-4f методом SIMS в тех же точках, что и U-Pb определения. В большей части зерен циркона выполнено измерение содержаний РЗЭ, Li, P, Ca, Sr, Ba, Ti, Nb, Hf, Th, U. Результаты анализов приведены в табл. 32.

4.3.1. Геологическое строение Водлозерского домена

Водлозерский домен представляет крупный фрагмент палео-мезоархейской коры (*Лобач-Жученко и др.*, 2000; *Ранний докембрий...*, 2005). Он образует восточную часть Карельской провинции (гранит-зеленокаменной области) и характеризуется широким развитием пород, имеющих возраст циркона более 3,0 млрд лет и неодимовый модельный возраст $T_{DM}(Nd)$ в интервале 3,3–3,4 млрд лет (*Ранний докембрий...*, 2005; *Сергеев и др.*, 2007; 2008; *Чекулаев и др.*, 2009а; 2009б; *Арестова и др.*, 2012; 2015). Центральная часть домена сложена породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии, преимущественно тоналитами, трондьемитами и мигматитами по ним, с подчиненным количеством гранодиоритов и пород основного и среднего состава. К краевым частям домена приурочены мезоархейские зеленокаменные пояса, сложенные в основном вулканогенными породами.

К настоящему времени породы центральной части домена, а также зеленокаменные структуры и прилегающие к ним участки фундамента западной окраины домена изучены с высокой степенью детальности. Для них построены шкалы последовательности геологических событий, которые в большинстве случаев подтверждены U-Pb локальными методами определения возраста пород, в том числе на основе изучения единичных зерен циркона (Ранний докембрий..., 2005; *Сергеев и др.*, 2007; 2008; *Чекулаев и др.*, 2009а; 2009б; *Арестова и др.*, 2012; 2015). В качестве объектов исследования в данной работе рассматриваются три района, характеризующие разные части Водлозерского домена. Это районы р. Лайручей, оз. Палая Ламба и оз. Остер. Район Лайручья расположен в центральной части домена и сложен трондьемитами и тоналитами (тоналиты 1), для которых получен наиболее древний в восточной части Фенноскандинавского щита возраст около 3240 млн лет (*Чекулаев и др.*, 2009а). Тоналит-трондьемиты секутся дайками габбро-амфиболитов и расслоенной габбро-норит-анортитовой интрузией, для которых определен возраст 2967 ± 16 и 2978 ± 12 млн лет соответственно (*Чекулаев и др.*, 2009б; *Lobach-Zhuchenko et al.*, 1993). Данный район является примером хорошего соответствия геологических и геохронологических данных. В районе Палой Ламбы присутствует непосредственный контакт ТТГ-пород фундамента с породами, слагающими зеленокаменную структуру (*Арестова и др.*, 2012) и представленными коматитами, базальтами и андезитами. Для тоналитов фундамента определен возраст $3141 \pm 9,7$ млн лет. Тоналиты секутся дайками габбро-амфиболитов и андезитов, которые аналогичны по составу метабазальтам и метаандезитам, слагающим Палаламбинскую зеленокаменную структуру. Для пород даек по единичным зернам циркона получены значения возраста 3020 ± 21 и 2919 ± 14 млн лет соответственно (*Арестова и др.*, 2012), которые мы и принимаем за возраст вулканитов структуры. Тоналиты прорваны многочисленными жилами трондьемитов и превращены в мигматиты. Возраст трондьемитов определен равным 2903 ± 28 млн лет. Аналогичные по составу трондьемиты слагают интрузию (Лижмореченский массив), прорывающую метавулканиты зеленокаменной структуры. Попытка определить время кристаллизации пород интрузии потерпела неудачу, о чем будет сказано ниже. Трондьемиты прорываются дайками высокомагнезиальных габбро и диоритов с возрастом 2892 млн лет, габбро и Fe габбро.

Главной отличительной особенностью строения детально изученного района оз. Остер (Геология и петрология..., 1978; *Чекулаев и др.*, 2002) является наличие двух этапов формирования магматических пород, разделенных образованием полимиктовых конгломератов. На первом этапе формировался комплекс вулканитов, варьирующих по составу от коматитов

и андезитов (андезитов 1) до прорывающих их интрузивных трондьемитов, габбро-амфиболитов и габброанортитов. Все перечисленные породы присутствуют в гальках конгломератов. Кроме того, большое количество галек представлены разными породами ТТГ-серии, не обнаруженными в коренном залегании в данном районе. Главной составляющей второго этапа является магматический комплекс андезито-дацитов (андезитов 2), дацитов, плагиопорфиров и базитов, секущих конгломераты. Из разных пород района был выделен циркон, и по отдельным зернам выполнены определения возраста. К сожалению, большинство полученных результатов не отражают время образования пород. Наиболее надежно установлен возраст габброанортитов интрузии (2860 ± 9 млн лет; *Арестова и др.*, 2015; *Кучеровский*, 2013), что является нижней возрастной границей конгломератов, а также дифференцированного комплекса поздних базитовых даек (2724 ± 55 млн лет; данная работа, глава 4.3.2). Остаются неопределенными верхняя граница конгломератов и время формирования пород второго этапа. Обсуждение данных, полученных по району оз. Остер, приводится ниже.

4.3.2. Морфологические типы циркона, его геохимические особенности, полученный изотопный возраст и генезис в различных группах пород домена

В процессе детальных исследований накоплен большой материал по морфологии, внутреннему строению, составу и U-Pb изотопным данным для циркона из пород фундамента и зеленокаменных поясов Водлозерского домена. В большинстве случаев результаты геологических и геохронологических исследований хорошо согласуются между собой, что позволило провести корреляцию процессов формирования архейской коры Водлозерского домена (*Арестова и др.*, 2015). Однако ряд полученных U-Pb возрастных данных не соответствует установленным геологическим соотношениям и требует дополнительного осмысления. Для выяснения причин таких несоответствий проводилось детальное изучение циркона из разных пород Водлозерского домена. Такое изучение представлялось перспективным в связи с тем, что к настоящему времени многими исследователями установлен ряд геохимических особенностей, характерных для магматического или метаморфического циркона из различных пород в различных регионах (*Hoskin, Schaltegger*, 2003; *Halden et al.*, 1993; *Hoskin, Ireland*, 2000; *Скублов и др.*, 2009; 2011; и др.). Показано, что в магматических породах иногда сохраняются зерна циркона субстрата или ксеногенные зерна, захваченные из вмещающих пород, которые присутствуют в породе параллельно с зернами,

образованными при кристаллизации породы. В большинстве случаев ксеногенные зерна испытывают преобразования под воздействием флюидов или расплавов, и их первичный состав претерпевает существенные изменения.

Для выявления возможных причин несоответствий U-Pb возрастных данных, полученных по циркону и установленных по геологическим соотношениям, а также чтобы исключить возможные ошибки при интерпретации геохронологических данных, проведено сравнительное изучение циркона из различных типов пород от палеоархейского до неархейского возраста в перечисленных трех районах Водлозерского домена (табл. 32). Как видно из таблицы, циркон из определенных групп пород в изученных районах имеет свойственные ему характерные особенности.

Циркон тоналитов. Как было показано ранее (Арестова и др., 2015), в строении рассматриваемых районов участвуют две возрастные группы тоналитов фундамента: палеоархейская (тоналиты 1 — 3213–3240 млн лет) (Чекулаев и др., 2009а) и мезоархейская (тоналиты 2 — 3140–3150 млн лет) (Арестова и др., 2012). В тоналитах обеих возрастных групп циркон имеет сходные морфологические особенности (табл. 32, рис. 127). Изображения в режиме катодолюминесценции (CL) показывают, что кристаллы циркона в тоналитах 1 имеют однофазное строение с зональностью роста, в тоналитах 2 иногда встречается циркон с выраженным ядром.

Наименее измененный циркон из тоналитов Лайручья (тоналиты 1) и Палой Ламбы (тоналиты 2) сходны по содержаниям Th, U и Th/U отношению (табл. 32). По концентрациям и характеру распределения РЗЭ циркон тоналитов 2 и часть циркона тоналитов 1 относится к магматическому типу циркона по классификации (Corfu et al., 2003; Hoskin, 2005; Cavosie et al., 2006). Он обогащен тяжелыми РЗЭ, в нем положительные аномалии Ce и отрицательные аномалии Eu. В палеоархейских тоналитах существенно более высокое, чем в мезоархейских, отношение $(Lu/La)_N$ и/или $(Yb/La)_N$ (табл. 32, рис. 128, а).

Большая часть циркона из тоналитов 1 по распределению РЗЭ относится к метаморфическому или метасоматическому типу: зерна имеют повышенные содержания ЛРЗЭ с $(Yb/La)_N \sim 4$, т. е. подверглись флюидной переработке. Возрасты циркона с магматическим распределением РЗЭ и циркона, испытавшего флюидную переработку, незначительно различаются между собой, поэтому мы считаем, что процессы магматической кристаллизации и флюидной переработки не были существенно оторваны во времени. Рассчитанные температуры кристаллизации циркона, не испытавшего флюидную переработку, основанные на содержании в нем Ti (T_{Ti} , C) (Watson et al., 2006; Harrison et al., 2007), составляют для тоналитов 1 — 731° и для тоналитов 2 — 705° (табл. 32).



Рис. 127. Форма, строение зерен в катодной люминесценции и возраст зерна по соотношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ циркона из пород: тоналитов 1 — пробы 1161/1 и 1161 (Чекулаев и др., 2009а), тоналитов 2 проба 132 (Арестова и др., 2012); базитов 1 — пробы 1136 и 76 (Чекулаев и др., 2009б, Арестова и др., 2012); андезитов 1 пробы 15 (Арестова и др., 2012), 19 и 1213 (данная работа); трондьемитов — пробы 56 (Арестова и др., 2012), 57, 79а (данная работа); базитов 2 и 3 пробы 205, 22 (Кучеровский и др., 2012; 2013; Арестова и др., 2015) и проба 4 (данная работа); андезитов 2 — пробы 1209 и 105 (данная работа) и микроклиновых гранитов проб 56а и А101 (Арестова и др., 2012; 2015)

В пробах тоналитов 2 присутствуют единичные зерна циркона тоналитов 1, в которых магматические признаки сглажены вторичными метасоматическими процессами: в них низкое Lu/Lan , Ce/Ce^* и отсутствует Eu аномалия (табл. 32, рис. 128, а).

Циркон даек базитов 1. Ранние дайки базитов, представленные габбро-амфиболитами 1 и секущие тоналиты 1 в районе Лайручья и тоналиты 2 в районе Палой Ламбы, являются полными геохимическими аналогами базальтов зеленокаменных структур. Измеренный возраст этих даек составляет 2967 ± 16 млн лет и 3020 ± 14 соответственно (Чекулаев и др., 2009б; Арестова и др., 2012). Циркон в базитовых дайках обоих районов в СЛ — однофазный, незональный, мелкий. Зерна циркона в дайке Лайручья неправильной или округлой формы, в дайке Палой Ламбы — слабо удлиненные

(табл. 32, рис. 127). В цирконе установлено магматическое распределения РЗЭ с высокими $(Lu/La)_N$, положительной Ce аномалией ($Ce/Ce^* = 7-12$) и отрицательной аномалией Eu (табл. 32, рис. 128, б). Циркон базитовых даек двух районов близок по содержанию Hf . Расчетные температуры кристаллизации циркона, основанные на содержании Ti ($T_{(Ti)C}$), составляют $705^\circ C$ в дайке Лайручья и 794° в базитовой дайке Палой Ламбы.

В дайке Палой Ламбы, помимо собственного циркона, присутствует ксеногенный циркон из вмещающих дайку тоналитов. Возраст этого циркона $t = 3142$ млн лет (Арестова и др., 2012), совпадает с возрастом тоналитов 2, вмещающих дайку.

Циркон андезитов 1. Андезиты 1 участвуют в строении зеленокаменных структур в районах Палой Ламбы и оз. Остер и образуют дайки в тоналитах фундамента. Дайки андезитов в породах фундамента имеют незначительную мощность, они будинированы и совместно с тоналитами мигматизированы трондjemитами. По геохимическим характеристикам они идентичны андезитам зеленокаменной структуры и андезитам 1 Остерской структуры.

В цирконе андезита из дайки, секущей тоналит фундамента в районе Палой Ламбы (пр. 15, табл. 32), в СЛ видны зерна без ядер со слабо проявленными зонами роста (рис. 127), мелкие, удлиненные и овальные. Для них получено значение возраста 2919 ± 14 млн лет (Арестова и др., 2015), которое можно считать временем образования андезитов 1. Характер распределения РЗЭ в цирконах ($(Lu/La)_N$, Ce/Ce^* , Eu/Eu^*) более соответствует цирконам магматического генезиса, хотя по соотношению $La - (Sm/La)_N$ они занимают промежуточное положение между магматическими и гидротермально измененными зернами (Hoskin, 2005). $T_{(Ti)C} = 750^\circ$ (табл. 32, рис. 128, в). Среди циркона дайки, наряду с собственными, присутствуют более крупные зерна бочковидной формы, аналогичные цирконам тоналитов, вмещающих дайку.

В андезитах из даек и силлов в коматиитах и базальтах Палой Ламбы (табл. 32, пр. 19, рис. 127) цирконы мелкие, удлиненные трещиноватые с лоскутной зональностью, которая, согласно Корфу (Corfu et al., 2003), возникает при локальной перекристаллизации. В андезите силла одно наименее измененное зерно (табл. 33, рис. 129, а) дало близкий к конкордантному возраст 2900 млн лет, практически совпадающий с возрастом андезита дайки. В этом зерне $(Lu/La)_N$ ниже, чем в цирконе из дайки в фундаменте, аномалии Ce и Eu сглажены, $T_{(Ti)C} = 864^\circ$. По остальным пяти более трещиноватым и измененным зернам получен возраст 2841 ± 16 млн лет. Эти зерна более обогащены ЛРЗЭ, а $T_{(Ti)C} = 985^\circ$ (табл. 32, рис. 128, в, 129, а). Высокая концентрация Ti параллельно с высоким содержанием ЛРЗЭ, Ca

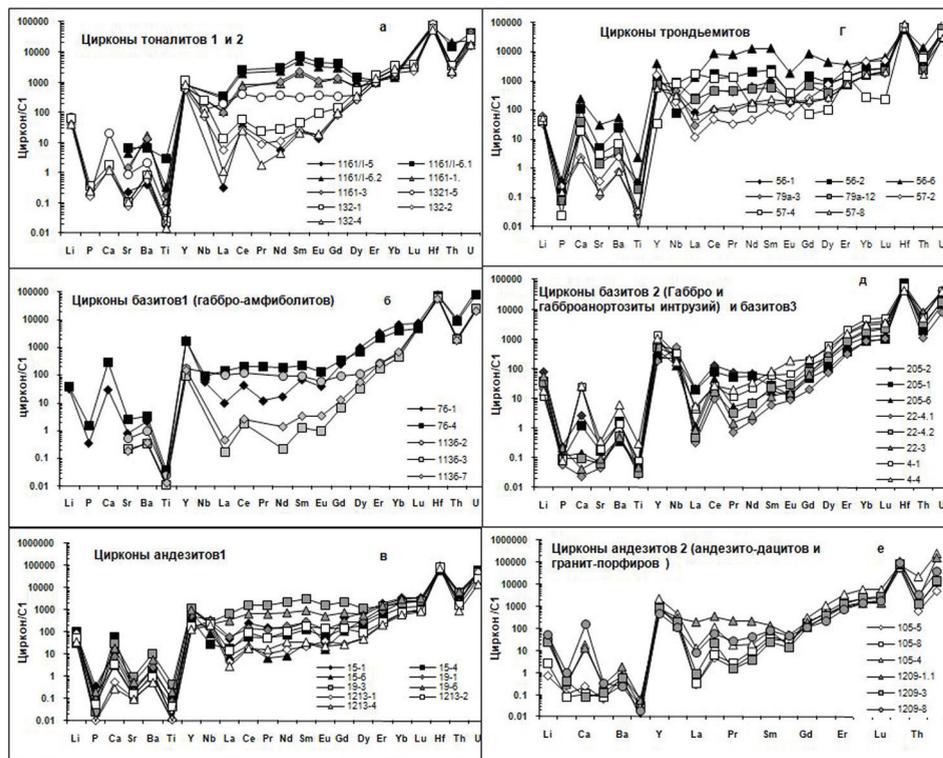


Рис. 128. Мультиэлементные диаграммы (спайдерграммы) содержаний редких и редкоземельных элементов в цирконе, нормированные на С1 по (Sun, McDonough, 1989) из : а — тоналитов 1 (пробы 1161 и 1161/1 залитые значки) и тоналитов 2 (проба 132 белые значки); б — базитов 1 (проба 76 — черные значки, проба 1136 — серые значки); в — андезитов 1 (пробы 15 — черные значки, 19 — серые значки, 1213 — белые значки), г — трондjemитов (пробы 56 — черные значки, 79а — серые значки, 57 — белые значки), д — базитов 2 (пробы 205 черные значки, 22 — серые значки) и базитов 3 (проба 4 — белые значки), е — андезитов 2 — (пробы 1209 — серые значки, 105 — белые значки). Номера проб соответствуют номерам в табл. 32 и на рис. 127

и Sr указывает на наличие избыточного титана в цирконе при его флюидной переработке (Скублов и др., 2009). Полученный изохронный возраст для этих андезитов соответствует возрасту интрузии габбро, прорывающей андезиты (Ранний докембрий..., 2005), т. е. отражает возраст метаморфической переработки андезитов, связанной с внедрением габбро.

В андезитах 1 Остерской структуры крупные удлиненные зерна циркона с четко выраженной лоскутной зональностью (рис. 127, в). Для этих андезитов по пяти зернам циркона получен возраст 2861 ± 10 млн лет при СКВО = 0,98 (табл. 33, пр. 2013, рис. 129, б). Этот возраст совпадает с возрастом интрузии габброанортозитов, прорывающих андезиты и содержащих их ксенолиты в приконтактных частях интрузии. Ранее аналогичное значение возраста андезитов покрова в районе оз. Остер южнее нашей точки отбора проб было получено С. А. Световым с коллегами (Светов и др., 2013). Эти цирконы имеют более пологий график распределения РЗЭ по сравнению с цирконом из андезитов даек, сглаженные Ce и Eu аномалии. Рассчитанные температуры кристаллизации цирконов варьируют от 670 до 800 °С.

Циркон трондьемитов. Как показано выше, трондьемиты широко представлены и изучены в районе Палой Ламбы, где они секут и мигматизируют тоналиты фундамента, а в пределах зеленокаменной структуры слагают Лижмореченский массив. По содержанию главных элементов трондьемиты в фундаменте и в интрузии аналогичны, но в трондьемитах интрузии более высокие содержания Y и Yb и отрицательная аномалия Eu. Циркон в трондьемитах жильного материала присутствует в виде удлиненных и бочковидных зерен. В CL удлиненные зерна обладают зональностью роста и имеют узкую темную высокоурановую кайму (рис. 127). По центральным частям удлиненных зерен получен возраст 2903 ± 28 млн лет, который отражает время образования этих пород (Арестова и др., 2012). Этот циркон характеризуется пологим распределением РЗЭ с незначительной положительной аномалией Ce и отрицательной аномалией Eu. Рассчитанные температуры $T_{(Ti)}C = 978^\circ$ свидетельствуют о наличии избыточного титана, привнесенного при воздействии флюида, и не отражают температур кристаллизации. Бочковидные зерна дали значение возраста 3184 ± 31 млн лет, который в пределах ошибки совпадает с возрастом тоналитов субстрата мигматитов и предполагает ксеногенную природу этих зерен.

Время внедрения трондьемитов Лижмореченского массива имеет четкие геологические ограничения: от возраста вмещающих андезитов — 2919 млн лет до возраста секущей дайки магнезиального диорита — 2892 млн лет. В породе присутствует только циркон, который по морфологии соответствует зернам цирконов тоналитов — протолита трондьемитов массива. Возраст, полученный по циркону из трондьемита Лижмореченского мас-

сива, составляет 3142 ± 22 млн лет (табл. 33, пр. 57). Единичные зерна дают возраст 3212 ± 18 млн лет. На ранних зернах присутствует кайма, возраст которой составляет 2664 ± 37 млн лет. В слабоизмененных конкордантных зернах распределение РЗЭ, промежуточное между магматическим и метасоматическим: $(Lu/La)_N$ низкое и составляет 46 и 433, Ce и Eu аномалии выражены. $T_{(Ti)}C = 781^\circ$. Таким образом, изученный циркон аналогичен циркону мезоархейских и реже палеоархейских тоналитов, испытавшим слабую метасоматическую переработку.

В Остерской зеленокаменной структуре с целью датирования изучен циркон трондьемита из гальки в полимиктовых конгломератах, разделяющих образование пород нижнего и верхнего комплексов. В трондьемите выделены и продатированы три морфологические группы зерен циркона. Большая часть циркона — это удлиненные зерна без ядер, по морфологии и геохимическим особенностям сходные с цирконом трондьемитов фундамента в Палой Ламбе (табл. 32, рис. 127, рис. 128, в). По этим зернам получен возраст 2917 ± 22 млн лет (табл. 33, рис. 129, в). Расчетные температуры кристаллизации составляют $T_{(Ti)}C = 748^\circ$. Зерна циркона второй группы — округлые или эллипсоидные, однородные, сходны с цирконом ранних базитовых даек в тоналитах. В них высокое $(Lu/La)_N$, положительная Ce/Ce* и отрицательная аномалия Eu, $T_{(Ti)}C = 761^\circ$. По трем зернам этой группы получен конкордантный возраст 2975 ± 10 млн лет, также близкий возрасту базитов ранних даек. Для единичных бочковидных зерен циркона третьей группы получен возраст 3118 ± 11 млн лет. $T_{(Ti)}C = 832^\circ$. По морфологии зерен и полученному возрасту этот циркон соответствует циркону тоналитов 2, а содержание и распределения редких и РЗ элементов свидетельствует о его метасоматическом изменении.

Циркон высокомагнезиальных габбро и диоритов. Высокомагнезиальные габбро и диориты (mg# = 0,60–0,75) в районе Палой Ламбы образуют крупные дайки, которые прорывают Лижмореченскую интрузию трондьемитов и вмещающие ее андезиты зеленокаменного пояса, а также трондьемиты фундамента. Изучен циркон диорита (табл. 32), где он представлен двумя типами зерен: 1 — обломки идиоморфных кристаллов размером около 100*60 мкм, 2 — удлиненные прозрачные светло-розовые идиоморфные кристаллы со слабой зональностью (табл. 32, рис. 127). Концентрации и характер распределения РЗЭ в цирконах соответствуют таковым цирконов магматического генезиса. В части зерен наблюдается метасоматическая флюидная переработка: снижается отношение $(Lu/La)_N$ и Ce/Ce; расчетная температура кристаллизации $T_{(Ti)}C = 813^\circ$. В исследованном образце по всем зернам циркона получен конкордантный возраст 2892 ± 9 млн лет (Кучеровский и др., 2012; Арестова и др., 2015), который по всем параметрам отражает время кристаллизации породы.

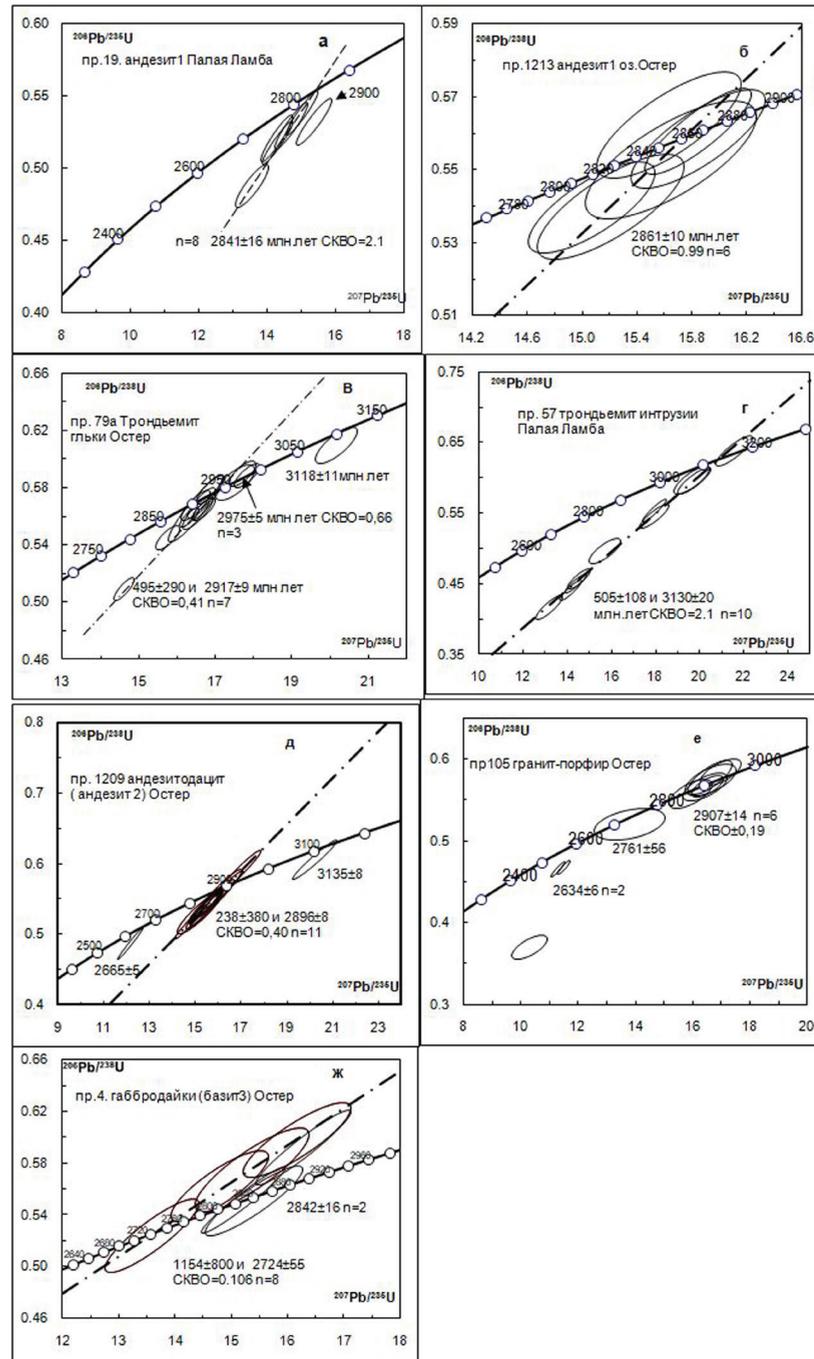


Рис. 129. Дискордии, построенные для проб: андезитов 1 (а — проба 19, б — проба 2113), тронджемитов (в — проба 79а, г — проба 57), андезитов 2 (д — проба 1209, е — проба 105), базитов 3 (ж — проба 4)

Циркон интрузивных габбро, габбро-диоритов и габброанортозитов изучен в районах оз. Остер, р. Суны, Палой Ламбы. Данные породы кристаллизовались в узком интервале времени 2840–2860 млн лет назад (Арестова и др., 2015). В районе оз. Остер они представляют наиболее поздние породы из тех, которые присутствуют в гальках полимиктовых конгломератов. Габброанортозитовая интрузия района оз. Остер датирована U-Pb методом SIMS на приборе SHRIMP-II по единичным зернам циркона, тогда как возраст аналогичных интрузий в Семченской и Палаламбинской структурах был определен ранее классическим методом. Для габброанортозитов по 9 зернам циркона получен конкордантный возраст 2860 ± 9 (Кучеровский и др., 2012; Арестова и др., 2015). В этих породах зерна циркона удлиненные и изометричные, без ядер, размер зерен 100–200 мкм (рис. 127). В большинстве зерен видна зональность, напоминающая полисинтетическое двойникование в плагиоклазах. Подобная зональность сходна с зональностью, которая часто отмечается в цирконах из габброанортозитов расслоенных интрузий. Концентрации и характер распределения РЗЭ в цирконе габброанортозитов соответствуют таковым цирконов магматического генезиса. $T_{(Ti)C} = 758^\circ$ (табл. 32, рис. 128, д).

Циркон средне-кислых пород позднего магматического комплекса района оз. Остер. Для циркона из средне-кислых пород даек и малых интрузий позднего субвулканического комплекса района оз. Остер — андезитодацитов, дацитов и плагиопорфиров, секущих конгломераты, получены наиболее разнообразные и противоречивые возрастные данные. Ранее для этих даек классическим U-Pb методом по циркону был получен возраст около 2830 млн лет, и на этом основании конгломераты считались мезоархейскими образованиями (Ранний докембрий..., 2005).

Исследования циркона из даек плагиопорфиров (пр. 105) и андезитодацитов (пр. 1209) показали, что в обоих пробах преобладающим является циркон сложного строения. Они образуют длинно- и короткопризматические зерна, в большинстве из которых наблюдается двухфазное строение. В CL изображении выделяются зерна с темными переработанными ядрами и полосчатыми оболочками, полосчатые длиннопризматические зерна без ядер, а также редкие отдельные темные в CL зерна (рис. 127). В наибольшем количестве присутствуют полосчатые длиннопризматические зерна и оболочки на переработанных ядрах. По этим зернам получен возраст по дискордии 2907 ± 14 (пр. 105) и 2896 ± 8 млн лет (пр. 1209) (табл. 32, 33, рис. 129, д). В полосчатых зернах проб 105 и 1209: концентрации и характер распределения РЗЭ в цирконе соответствуют таковым в цирконе магматического генезиса. $T_{(Ti)C} = 838^\circ$. По морфологии и полученному возрасту эти зерна более всего соответствуют циркону тронджемитов с полностью

переработанными темными ядрами и рассматриваются как ксеногенные зерна. Исключение представляет зерно 105–2, для которого получен конкордантный возраст 2761 ± 56 млн лет. Темные переработанные ядра и отдельные темные в CL зерна дают одинаковый возраст 2664–2665 млн лет. Они характеризуются высокими концентрациями урана — U и Th, но Th в отдельных (новообразованных) зернах почти на порядок больше, чем в переработанных ядрах. В высокоурановых зернах распределение РЗЭ близко к магматическому; $T_{(Ti)}C = 770^\circ$. В высокоурановых ядрах низкое $(Lu/La)_N$, Ce-аномалия сглажена, выше содержание Hf, $T_{(Ti)}C = 826^\circ$. Вероятно, процессы кристаллизации высокоурановых зерен и преобразования древних ядер происходили синхронно. Как будет показано ниже, новообразованные зерна высокоуранового циркона по своим характеристикам, а также по отношению Pb^{207}/Pb^{206} близки цирконам микроклиновых гранитов. Кроме этих зерен в пробе 1209 присутствуют единичные зерна бочковидной формы, возраст одного из зерен по соотношению Pb^{207}/Pb^{206} составляет 3135 ± 8 млн лет (табл. 33). Зерно испытало флюидную переработку: $(Lu/La)_N$ низкое, Ce и Eu аномалии сглажены. Содержание Hf и отношение Lu/Hf сопоставимы со значениями в цирконетоналитов; $T_{(Ti)}C = 876^\circ$ (табл. 32).

Циркон дифференцированно комплекса поздних базитовых даек оз. Остер. Базитовые дайки (базиты 3) прорывают терригенные породы и субвулканический комплекс средне-кислых пород, а сами секутся микроклиновыми пегматоидными гранитами. Нами был изучен циркон из дайки габбро 3. Циркон образует мелкие зерна размером 30–50*100 мкм (табл. 32, рис. 127). Концентрации и характер распределения РЗЭ в цирконах соответствуют таковым цирконов магматического генезиса $T_{(Ti)}C = 869^\circ$ (табл. 32, рис. 128, д).

Возраст дайки, полученный нами U-Pb методом на приборе SHRIMP-II по пяти зернам, из которых одно конкордантное, составляет 2724 ± 55 млн лет, а два зерна, вероятно, являются ксеногенными (табл. 33, рис. 129, ж).

Циркон микроклиновых гранитов. Микроклиновые граниты являются наиболее поздними архейскими образованиями исследуемых районов. Циркон в них образует как собственные зерна характерного габитуса (округлые или эллипсоидные), так и оболочки на ксеногенных «тоналитовых» зернах. В катодолюминесцентном изображении эти зерна темные, часто с мелкими включениями (рис. 127). Конкордантный возраст по единичным зернам и по оболочкам более древних зерен составляет 2665 ± 19 и 2674 ± 18 млн лет. Концентрации и характер распределения РЗЭ в цирконе гранитов соответствуют таковым цирконов магматического происхождения. $T_{(Ti)}C = 748^\circ$.

4.3.3. Обсуждение результатов

Проведенное нами ранее (Арестова и др., 2015) сравнение изотопного состава Nd в породах показало, что тоналиты первого и второго импульсов выплавлялись из источников близкого возраста. $T_{DM}(Nd)$ для тоналитов первого импульса составляет 3,2–3,4 млрд лет и для второго импульса 3,3–3,4 млрд лет. При этом более древние тоналиты характеризуются более высокими отношениями Sr/Y (около 70) и $(La/Yb)_n (>60)$, низкими содержаниями K_2O и Rb, Y, HREE, по сравнению с ТТГ более позднего импульса. Это означает, что расплавы ТТГ с возрастом 3,24 млрд лет формировались на больших глубинах с присутствием в рестите граната. Повышение концентраций K_2O и Rb в тоналитах 2 может быть связано с поздним наложенным процессом. Сравнение конкордантных зерен циркона из тоналитов обоих импульсов показывает, что при сходной морфологии они различаются так же, как и вмещающие их породы. В цирконах ранних тоналитов меньше Y, в 1,5–2 раза больше Hf и, соответственно, более низкие отношения Lu/Hf. Расчеты показали, что температуры кристаллизации циркона в тоналитах 1 несколько превышают температуры в тоналитах 2 — $T_{(Ti)}C \sim 731^\circ C$ и $705^\circ C$ соответственно. Эти данные хорошо согласуются с различиями в условиях формирования исходных расплавов тоналитов 1 и 2. Концентрации Li в цирконах тоналитов 1 и 2 соответствуют его концентрациям в цирконах коровых пород и существенно отличаются от цирконов плагиогранитов океанического дна (рис. 130, в) (Grimes et al., 2009; Bouvier et al., 2012).

Габбро-амфиболиты (1) ранних даек в тоналитах 1 и 2 по своим геохимическим характеристикам полностью аналогичны метабазальтам зеленокаменных поясов (Арестова и др., 2012; 2015; Чекулаев и др., 2009б), при этом габбро обогащены рядом литофильных элементов (Rb, Ba, Th). Циркон из даек габбро-амфиболитов мелкий, однородный, незональный. Большая часть зерен циркона имеет четко выраженный магматический спектр распределения РЗЭ с дифференцированным распределением легких и тяжелых РЗЭ (рис. 128, а). По соотношению U/Yb-Y циркон базитов 1 соответствует циркону из континентальных, а не океанических расплавов. О принадлежности циркона базитов 1 к циркону континентальных образований свидетельствуют также существенно более высокие концентрации Li, чем в цирконе базитов океанической коры (рис. 130, б, в) (Bouvier et al., 2012). Расчетные температуры кристаллизации циркона габбро-амфиболитов 1 $T_{(Ti)}C = 705–794^\circ C$ (табл. 32).

Андезиты 1 Палой Ламбы и Остера, как было показано нами ранее (Арестова и др., 2015), полностью идентичны по содержаниям главных и редких элементов. Они выплавлялись из источников близкого возраста: $T_{DM}(Nd)$

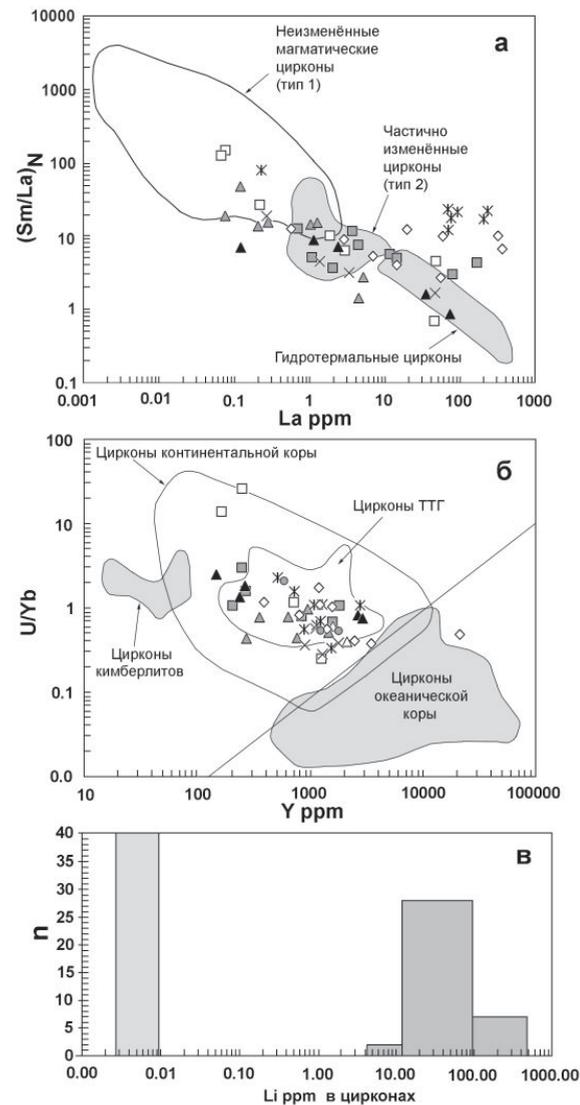


Рис. 130. Диаграммы: а — $(Sm/La)_N$ — La (г/г), демонстрирующая степень измененности изученных цирконов Водлозерского домена.

Поля различных типов циркона выделены по (Grimes et al., 2009; Hoskin, 2005; Cavosie et al., 2006; Bouvier et al., 2012); б — U/Yb — Y (г/г) Диагональная линия и поля для циркона из пород океанической и континентальной коры внесены по (Bouvier et al., 2012). Условные обозначения для циркона из: тоналитов 1 — сложный крест, тоналитов 2 — простой крест, трондьемитов — белый ромб, базитов 1 — черный треугольник, базитов 2 — серый треугольник — цирконы, базитов 3 — белый треугольник андезитов 1 — серый квадрат, андезитов 2 — белый квадрат. в — гистограмма содержаний Li в цирконе из пород океанической коры (Grimes et al., 2011) — светло-серое поле и из архейских пород Водлозерского домена — темно-серое поле

для них составляет 3,0 млрд лет и в пределах ошибки совпадает с возрастом базальтов и габбро-амфиболитов 1. При этом если U-Pb изотопный возраст цирконов в дайке андезита, секущей тоналиты фундамента (2919 млн лет), соответствует положению этих пород в шкале последовательности геологических событий, то U-Pb изотопный возраст цирконов в андезитах силлов Палаламбинской зеленокаменной структуры и покровов Остерской структуры соответствует возрасту прорывающих их габбро (2840 млн лет) и габбро-анортозитов (2860 млн лет). Разновозрастные цирконы из андезитов существенно различаются между собой морфологией зерен. Цирконы из дайки андезитов в тоналитах более изометричны с коэффициентом удлинения 1,5–2, в CL обладают магматической слабо проявленной зональностью роста. Цирконы из силл андезитов в базальтах и особенно цирконы из покровов имеют коэффициент удлинения 5–7, обладают характерной лоскутной зональностью, которая возникает по трещинам, нарушающим первоначальную зональность, и приводит к локальной перекристаллизации (Corfu et al., 2003). Цирконы из дайки в тоналитах обладают более дифференцированным спектром распределения РЗЭ по сравнению с цирконами из андезитов покровов и силлов. Они имеют в 1,5–2 раза более низкие концентрации Hf и более высокое отношение Lu/Hf. Полученный более молодой возраст в покровах и силлах андезитов представляется обоснованным и соответствует возрасту метаморфизма, связанного с внедрением габбро и габбро-анортозитов второго этапа базитового магматизма. Геохимические различия в характере распределения РЗЭ в цирконах дайки по сравнению с цирконами из андезитов покровов, а также различия между наименее и наиболее измененными цирконами из силла андезитов в зеленокаменной структуре подтверждают вывод о метаморфических преобразованиях первично магматических цирконов в метаандезитах покровов и силлов. Вероятно, цирконы в андезитовых дайках оказываются бронированными вмещающими тоналитами и сохраняют возраст кристаллизации андезитов, тогда как цирконы из андезитов покровов и силлов в зеленокаменных структурах преимущественно изменены в процессе метаморфизма, связанного с внедрением базитов 2, и не отражают время их магматической кристаллизации.

Трондьемиты в исследованных районах имеют различную геологическую предысторию. Возраст источника $T_{(DM)}Nd$ для трондьемитов фундамента Палаламбинской структуры составляет 3,3–3,4 млрд лет, для трондьемитов Лижмореченского массива, прорывающих вулканы зеленокаменного пояса, 3,0–3,2 млрд лет, а для трондьемитов Остерской структуры — около 3,0 млрд лет. U-Pb возрасты цирконов трондьемитов фундамента Паллой Ламбы и Остера в пределах ошибки близки между собой и составляют

2903 и 2917 млн лет соответственно. Морфология зерен цирконов в этих трондьемитах также сходна. Зерна циркона, отражающие кристаллизацию этих трондьемитов, характеризуются низким значением $(Lu/La)_N = 32-63$, в них отсутствуют положительные Ce-аномалии, что, вероятно, обусловлено высоким содержанием флюида в расплаве и постмагматической переработкой зерен цирконов. Они близки по содержаниям Hf и Li, отношению Lu/Hf. В обеих породах содержатся ксеногенные зерна тоналита, имеющие возраст 3118–3180 млн лет, которые часто являются преобладающими. Таким образом, можно считать, что в интервале времени 2,92–2,90 млрд лет назад происходило плавление различных по возрасту и глубине залегания тоналитов коры с образованием трондьемитовых расплавов с высоким содержанием флюида.

Возраст образования трондьемитов Лижмореченского массива (2919 млн лет $> T > 2892$ млн лет), прорывающих породы зеленокаменной структуры, по геологическим соотношениям должен соответствовать трондьемитам в тоналитах фундамента. Однако в трондьемитах массива присутствуют только цирконы, которые по морфологии зерен (бочонковидные, удлинённые, зональные) и полученному возрасту (U-Pb SH = 3142 ± 22 млн лет) соответствуют цирконам из тоналитов фундамента, а их U-Pb возраст соответствует возрасту источника. Можно считать, что образованный трондьемитовый расплав содержит ксеногенный циркон источника, а кристаллизация собственного циркона не происходила.

Базиты второго этапа представлены в изученных районах дайками высокомагнезиальных габбро и диоритов, а также интрузиями габбро и габбро-анортозитов. Цирконы как даек, так и интрузий дают U-Pb SH конкордантные значения возраста 2892 ± 9 и 2860 ± 9 млн лет соответственно. Породы даек и интрузии имеют высокую магнезиальность. Ранее было показано (Арестова и др., 2015), что расплавы даек образованы при плавлении гарцбургитовой мантии при существенной роли водных флюидов. Интрузии габбро и габбро-анортозитов являются производными коматитовых или высокотемпературных базальтовых расплавов, выплавленных из недеплетированного мантийного источника, а все последующее разнообразие составов обусловлено процессами жидкостной и кристаллизационной дифференциации и ассимиляцией тоналита коры. Как в дайках, так и в интрузии габбро-анортозитов присутствуют единственные генерации цирконов с характерными магматическими особенностями. Среди цирконов даек, помимо неизменных магматических зерен, имеются зерна, испытывавшие метасоматическую переработку, тогда как в интрузии все цирконы неизменные. Конкордантные значения возраста цирконов из базитов второго этапа, как даек, так и интрузии, свидетельствуют о незначительной

степени изменений первичных характеристик цирконов. По соотношениям $(Sm/La)_N - La$, $U/Yb - Y$ (рис. 130, а, б), а также по относительно более высокому содержанию P3Э, Li цирконы высокомагнезиальных базитов значимо отличаются от цирконов основных пород океанического дна — производных DM (Grimes et al., 2006; 2009; 2011; Belousova et al., 2006; Bouvier et al., 2012). Следовательно, цирконы габбро второго этапа кристаллизировались в условиях континентальной коры.

Самым сложным в районе оз. Остер является вопрос о возрасте и генезисе расплавов субвулканических пород верхнего комплекса, прорывающих конгломераты, и о природе содержащихся в них цирконов. Как было показано ранее (Чекулаев и др., 2002), верхний комплекс включает в себя андезитодациты (андезиты 2), плагиопорфиры и гранит-порфиры. Большинство этих пород имеют древний источник с $T_{(DM)} Nd = 3,2-3,5$ млрд лет. Исследование циркона из андезитодацитов с 64 % SiO₂ и гранит-порфиров с 71 % SiO₂ показало их одинаковое строение, возраст и степень переработки.

Как было показано выше, в породах субвулканического комплекса присутствуют зерна циркона, для которых получен возраст 2907 ± 14 (пр. 105) и 2896 ± 8 млн лет (пр. 1209). Этот циркон по строению, геохимическим особенностям и полученному по ним возрасту соответствует магматическим цирконам трондьемитов, присутствующих в виде галек в этих конгломератах, следовательно, этот циркон (циркон 1) следует рассматривать как ксеногенный. При этом циркон «трондьемитов» обладает характеристиками магматических зерен с $(Lu/La)_N = 3000-6000$, $Ce/Ce^* = 7-17$, $Eu/Eu^* = 0,2-0,4$, следовательно, расплавы, несущие ксеногенные зерна циркона, были сухими и не вызывали их переработку.

В то же время в этих породах присутствует высоко-U циркон 2 (проба 105 и 1209) в виде самостоятельных зерен и в виде ядер в цирконе 1. Возраст этого циркона по соотношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ составляет 2664–2665 млн лет. Учитывая, что породы комплекса прорваны дайками базитов 3 с возрастом около 2724 млн лет, их возраст выше возраста базитов 3. Наличие в породах верхнего магматического комплекса циркона 2665 млн лет свидетельствует, что после их образования произошло термальное событие, приведшее к формированию нового высоко-U циркона, полностью заместившего более древний циркон.

Таким образом, возраст пород верхнего вулкано-плутонического комплекса района оз. Остер и, соответственно, конгломератов на данный момент остается неустановленным.

Единственным репером определения времени образования пород этого комплекса является пересечение его дайками базитов 3. Базитовые

дайки, дифференцированные по составу от магнезиальных, высокоглиноземистых до высокотитанистых, занимают одинаковое геологическое и структурное положение. Расплавы даек, вероятно, представляют собой производные единого расслоенного резервуара. $\epsilon_{Nd}(2724)$ даек варьирует от +0,4 до +1,7 и свидетельствует об его образовании из слабо деплетированного мантийного источника. Циркон даек образует одну генерацию зерен с магматическими характеристиками. По соотношениям U/Yb-Y и концентрациям Li они соответствуют не циркону базитовых расплавов океанического дна (рис. 130) с источником DM, а циркону континентальной коры.

Микроклиновые граниты завершают последовательность магматических пород в архее в изученных районах, а также вызывают процессы преобразования в породах как нижнего, так и верхнего (постконгломератового) магматического комплекса. Возраст их составляет около 2664 млн лет.

4.3.4. Выводы

В породах изученных районов отмечается широкое разнообразие циркона, как по морфологии, так и по составу, что определяется целым рядом факторов.

1. Циркон тоналитов двух ранних возрастных групп (3,24 и 3,15 млрд лет) имеет сходную морфологию зерен, но отличается соотношением Y, Hf и Lu/Hf отношением. В тоналитах 2 присутствуют ксеногенные зерна циркона тоналитов 1. Большая часть циркона из тоналитов 1 по распределению P3Э и $(Sm/La)_N$ -La относятся к метасоматическому типу, т. е. они испытали флюидную переработку, но при этом возрасты измененных и неизмененных зерен циркона незначительно различаются между собой, что указывает на отсутствие существенного разрыва во времени между магматической кристаллизацией и флюидной переработкой. Температуры кристаллизации циркона в тоналитах 1 несколько превышают таковые тоналитах 2 ($T_{(Ti)}C \sim 731^\circ C$ и $705^\circ C$ соответственно), что согласуется с представлением о большей глубине формирования исходных расплавов тоналитов 1 (Арестова и др., 2015).

2. Большинство циркона ранних базитов (3,02–2,97 млрд лет) имеет выраженный магматический спектр распределения P3Э. По U/Yb-Y и высоким концентрациям Li этот циркон значительно отличается от циркона основных пород океанического дна. В дайках ранних базитов также присутствует ксеногенный бочкообразный циркон вмещающих тонлитов 2 (Арестова и др., 2015).

3. Циркон из андезитовой дайки в тоналитах фундамента сохраняет характеристики магматических зерен, а их возраст 2,92 млрд лет соответствует времени кристаллизации. Цирконы из силла андезитов в базальтах зеленокаменной структуры района Палой Ламбы лишь в редких случаях сохраняет возраст кристаллизации (2,9 млрд лет). В большинстве зерен по трещинам развивается лоскутная зональность с замещением магматических характеристик метаморфическими и изменением возраста зерен в сторону их омоложения. В андезитовых покровах Остерской структуры зерна циркона с лоскутной зональностью полностью изменены и отражают возраст метаморфизма, связанного с внедрением интрузий габброанортозитов второго этапа базитового магматизма с возрастом 2,86 млрд лет.

4. Трондьемиты в изученных районах присутствуют в виде мигматитов среди тоналитов фундамента, галек конгломератов и интрузии в зеленокаменном поясе. В трондьемитах фундамента и галек конгломератов, наряду с удлиненными зернами циркона близкого возраста (2,903 и 2,917 млн лет соответственно), присутствуют ксеногенные зерна циркона, соответствующие циркону тоналитов — источника трондьемитов. Трондьемиты Лижмореченского массива, прорывающего Палаламбинскую зеленокаменную структуру и кристаллизовавшиеся в менее глубинных условиях, чем трондьемиты фундамента, содержат лишь ксеногенные зерна циркона тоналитов с возрастом 3,13 млрд лет, который не отражает время внедрения и кристаллизации массива. Собственный циркон при внедрении массива не кристаллизовался.

5. Циркон поздних базитов по характеру распределения P3Э и $(Sm/La)_N$ -La является неизмененным магматическим. По соотношению U/Yb-Y и высоким концентрациям Li циркон базитов соответствует цирконам базитов внутриконтинентальных образований.

6. Породы позднего вулканоплутонического комплекса района оз. Остер, прорывающего конгломераты, не содержат циркона, отражающего время кристаллизации пород. В них присутствуют ксеногенные зерна циркона, оболочки которых по морфологии и возрасту (2896–2907 млн лет) аналогичны циркону трондьемитов, а ядра — представляют собой переработанные реликты более древнего циркона, измененного в результате полной флюидной переработки, связанной с внедрением микроклиновых гранитов. Очевидно также, что время формирования пород этого комплекса имело место между временем кристаллизации базитов 2 (2,86 млрд лет), и временем внедрения даек базитов 3 ($T > 2,72$ млрд лет).

4.4. ВЛИЯНИЕ СВЕКОФЕННСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ НА ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ХИТООСТРОВА (БЕЛОМОРСКИЙ КОМПЛЕКС)

Интерес, проявляемый к метаморфическим породам с корундом Северной Карелии Беломорского комплекса, определяется свойственными этим породам необычайно низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, которые, вероятно, свидетельствуют о взаимодействии с ледниковыми флюидами (*Herwartz et al.*, 2015). Однако до сих пор не ясны ни время образования флюида (возраст ледников), ни условия его взаимодействия с протолитами. Изотопные отношения кислорода могут быть понижены до основных процессов эндогенной активности комплекса (дометаморфическое обеднение, (*Krylov*, 2007)), одновременно с этими процессами (*Bindeman et al.*, 2010), либо уже на поздних (свекофеннских) регрессивных этапах преобразования пород. Проблемы синхронизации эндогенных процессов с понижением $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ связаны, с одной стороны, со сложной полициклической эволюцией комплекса, с другой стороны — с неопределенностью режимов флюида на каждой из стадий эволюции. Кроме того, в ряде случаев (при анализе менее трех-четырех фаз из одного образца, при отсутствии достоверных калибровок изотопного фракционирования) невозможно судить о равновесности изотопного фракционирования и, таким образом, о достоверности определенных параметров.

Цель настоящей работы — оценка возможности поступления внешнего флюида с низкими $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ во время поздних (свекофеннских) метаморфических преобразований пород на основе распределения изотопов кислорода между фазами и сопоставления вычисленного изотопного состава кислорода флюида в условиях поздних метаморфических процессов. Для исследований использован материал из наиболее изученных выходов корундсодержащих пород на острове Хитоостров (оз. Верхнее Пулонгское, Северная Карелия) среди метаморфических образований чупинской толщи.

4.4.1. Геологическая характеристика

В составе чупинской толщи преобладают мигматизированные плагиогнейсы (обычно с гранатом, биотитом и кианитом), протолитами которых считаются граувакки вулканогенно-осадочных последовательностей (*Миллер и др.*, 1999). Кроме того, в составе толщи в виде будин, линз и прослоев распространены амфиболиты и кристаллические сланцы.

Как инфильтрация внешнего флюида, так и ремобилизация унаследованного флюида могут быть связаны с одним или несколькими из извест-

ных этапов становления Беломорского подвижного пояса, к которым относятся (*Бибикова и др.*, 1997; 2001; 2004):

1. Формирование вулканических и осадочных протолитов 2880–2820 млн лет назад на фоне образования островных дуг, которые включали как кластический материал из Карельского кратона, так и островодужные вулканы.

2. Метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций умеренных давлений (от 6–7 до 8 кбар, с максимальными температурами от 700–730 до 800 °С) одновременно или вскоре после образования вулканогенно-осадочной последовательности приблизительно 2855±5 млн лет назад.

3. Повторный метаморфизм в условиях, соответствующих нижней коре, обусловленный коллизией Карельского кратона с ранее образованной островной дугой 2,73–2,71 млрд лет назад. P-T траектория метаморфизма прослеживается от T = 800 °С до 650–750 °С с последующей декомпрессией приблизительно до 6 кбар.

4. Периоды рифтогенеза с внедрением мантийных ультраосновных-основных расплавов, представленных интрузиями друзитов (коронитовых габбро), 2,5–2,4 и 2,3–2,1 млрд лет назад. Кристаллизация друзитов происходила на глубинах 20–25 км (P от 7 до 9 кбар (*Шарков и др.*, 1997)).

5. Локально проявленный метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (1875±5 млн лет U-Pb zrn) с максимальными температурами 590–600 °С и давлением 5,8–5,9 кбар. К свекофеннскому периоду развития относятся: а) образование маломощных (до первых метров, обычно — несколько сантиметров) секущих прожилков разного состава (хлорит, кальцит, серицит, кварц) связанное, вероятно, с мобилизацией остаточных флюидов вдоль трещин в условиях фации зеленых сланцев; б) образование пегматитов.

На Хитоострове высокоглиноземистые породы с корундом и пространственно ассоциированные с ними недосыщенные кремнеземом высокоглиноземистые породы слагают сложно деформированные и разлинзованные пластообразные тела с общим СЗ простиранием, мощностью до нескольких десятков метров (обычно около 20–30 м) среди образований чупинской толщи. Породы с корундом обнажаются на площади приблизительно 150×250 м на севере острова и перекрываются ортоамфиболитами (амфиболитизированными и будинированными габбро-норитами). Минеральные ассоциации включают лейкократовые средне-крупнозернистые гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые плагиогнейсы («чупинские» гнейсы), бескварцевые (мезократовые) плагиоклаз-биотит-гранат-кианитовые кристаллические сланцы, нередко с амфиболом; плагиоклаз-биотит-гранатовые сланцы со ставролит-плагиоклазовыми симплектитам

по кианиту; аналогичные породы с амфиболами (включая жедрит) и, наконец, породы с обособленными порфириобластами (до сантиметров) ставролита и/или корунда (в том числе плагиоклазиты). Помимо породообразующих минералов, породы содержат циркон, сфен, ильменит, рутил, апатит, ортит, вторичные мусковит, серицит, хлорит. Приведенная выше последовательность пород может отражать как флюидную переработку с увеличением степени перекристаллизации при переходе от вмещающих пород к породам с обособленными выделениями корунда/ставролита, так и наложение разновозрастных процессов, в том числе магматической и (ультра-) метаморфической дифференциации. Кроме того, среди пород наблюдаются поздние секущие маломощные (до нескольких десятков см) прожилки кварца, кальцита, хлорита и серицита.

Ранее приведенные оценки возрастов цирконов из корундсодержащих пород свидетельствуют как минимум о трех существенно разделенных по времени процессах (Крылов и др., 2011). Возраст наиболее древних ядер (коричневого цвета, зонального строения, с низкой интенсивностью люминесценции, с обычными включениями вулканических стекол) оценивается в 2968 ± 3 млн лет, что превышает возраст предполагаемого формирования протолитов чупинской толщи (2880–2820 млн лет (Бибикова и др., 2004)). Основная часть циркона (около 60 % всей популяции, образующая субидiomорфные полупрозрачные и прозрачные кристаллы коричневатого цвета короткопризматического или субизометричного облика) имеет возраст 2747 ± 6 млн лет. Морфологические особенности и внутреннее строение кристаллов данного циркона позволили предположить, что их образование происходило в ходе высокотемпературного метаморфизма при участии водонасыщенного флюида. Поздняя генерация цирконов 1,9–1,8 млрд лет представлена бесцветными или светло-желтыми или желтовато-коричневыми прозрачными идиоморфными зональными призматическими кристаллами с повышенной в целом люминесценцией. Кроме того, циркон с таким характером люминесценции формирует тонкие каймы на кристаллах ранее образованных разновидностей.

Для данного исследования из основных перечисленных разновидностей пород на участке около 20×50 м отобрано десять представительных (20–30 кг) проб (более подробное описание см. (Крылов и др., 2011)). Пробы Krl1b и Krl1m — мезократовые Pl-Bt-Grt-Ky-кристаллические сланцы с Amp (обозначения минералов в табл. 34); Krl1d-Pl-Bt-Grt-кристаллический сланец с St-Pl симплектитам по Ky; Krl2d-Pl-Bt-Grt-кристаллический сланец с St-Pl симплектитам; Krl2e-Pl-Bt-Grt-сланцы с Crn-Pl симплектитам; Krl1a, Krl1c-плагиоклазит с обособленными порфириобластами Crn; Krl0a; Krl4d; Krl4e-плагиоклазит с порфириобластами Crn и St. Кроме

того, для анализа также отобран материал из прожилков (хлорит, кальцит, кварц, слюда), часть из которых отобрана возле перечисленных проб.

4.4.2. Методика

Определение изотопного состава кислорода проводилось по традиционной методике, включающей разложение пород и минералов (1–5 мг) путем реакции с BrF_3 , конверсией кислорода в CO_2 на горячем угле в присутствии Pt катализатора с последующей масс-спектрометрией (VG ISOGAS Prism). Выход кислорода относительно расчетного в каждом опыте был не меньше 98 %. Каждый образец анализировали как минимум дважды (включая разложение). Кроме того, через каждые 4–5 опытов определялся изотопный состав кислорода лабораторного стандарта CO_2 . Средняя погрешность приведенных в табл. 35 значений $\delta^{18}\text{O}$ составляет $\pm 0,07$ ‰ (1 σ , средние из 2 и более анализов). Для оценки систематической погрешности использовали стандарт NBS-28. Все величины отношений изотопов кислорода представлены в $\delta^{18}\text{O}$ (‰) относительно VSMOW. Сравнение с опубликованными результатами анализа отдельных фаз из идентичных пород (и точек отбора проб (Bindemann, Serebryakov, 2011)) отличаются не более чем на 0,5–0,6 ‰.

Выделение мономинеральных фракций проводили с использованием магнитной сепарации, флотации и тяжелых жидкостей с последующей очисткой под бинокуляр. Суммарное содержание примесей в каждой мономинеральной фракции не более 2 %.

Для расчетов в работе использована согласованная совокупность зависимостей равновесного распределения изотопов между фазами (i, j) от температуры (табл. 34, 35) в виде $\Delta_{ij} \equiv \delta_i^{18}\text{O} - \delta_j^{18}\text{O} \approx A_{ij} + B_{ij} * 10^6 / T^2 (\text{°K})$ (Bottinga, Javoy, 1973, Javoy, 1977). A_{ij} , B_{ij} — константы для данных двух фаз. Использование полиномов большей степени (например, Chacko et al., 1996) для интерполяции изотопного фракционирования в интервале полученных (ниже) температур практически не уменьшает общую погрешность. Для привязки к общей шкале при согласовании калибровок использованы зависимости Qtz- H_2O (Bottinga, Javoy, 1973) и Qtz-Cc (Clayton et al, 1989) (табл. 34; там же — обозначения фаз).

Для отображения распределения изотопов кислорода между фазами использована диаграмма с координатами B_{ij} vs $\delta_j^{18}\text{O} + A_{ij}$, где $B_{ij} = B_r - B_j$, r — одна из фаз породы («референтная» фаза) (рис. 131). В условиях равновесного распределения изотопов кислорода между фазами, фигуративные точки на этой диаграмме образуют прямую линию с углом наклона $10^6 / T^2$ (Krylov et al., 1998). Фигуративные точки $\delta^{18}\text{O}$ фазы, которые значимо

отклоняются от прямой, для расчетов не использованы (либо изотопное равновесие с другими фазами отсутствует, либо неточные калибровки соответствующих изотопных геотермометров).

4.4.3. Результаты

Распределение изотопов кислорода (табл. 35, рис. 131) для большинства проанализированных образцов соответствует частичному равновесию между породообразующими минералами. Значимые отклонения от равновесного распределения фиксируются для ставролита (до 5 ‰ в пробах Kr10a, Kr11d, Kr14e, менее значительное отклонение в пробе Kr12e), жедрита (Kr10a 4,5 ‰, Kr11d 4 ‰), корунда (Kr12e 3 ‰, Kr14d 5 ‰, Kr14e 2 ‰, Kr11a), вторичных серицита и мусковита (до 8–9 ‰ в пробе Kr11a, менее значительные — в пробах Kr10a 2 ‰, Kr14d 5 ‰). Существенные отклонения от равновесного распределения отмечаются в хлорите из секущих прожилков: до 8–9 ‰ (Kr11a, Kr14e), менее значительные отклонения — для вторичного хлорита пробы Kr11b. Необходимо отметить, что все без исключения отклонения от изотопного равновесия связаны с *повышением* $\delta^{18}\text{O}$ той или иной фазы относительно равновесного фракционирования.

Все вычисленные температуры изотопного равновесия соответствуют условиям метаморфизма фации зеленых сланцев. Для пород с корундом температуры изотопного равновесия попадают в два интервала: 470 ± 15 °C и 395 ± 15 °C. В породах с кианитом (без корунда) оцененные температуры варьируют от 400 до 470 °C. В целом, таким образом, мы не наблюдаем зависимости температур изотопного равновесия от минерального состава пород. Следует отметить, что среди пород с корундом минимальные $\delta^{18}\text{O}$ фиксируются в минералах плагиоклазитов, те же фазы в кианит-содержащих породах без корунда обычно имеют $\delta^{18}\text{O}$ на 3–5 ‰ выше.

Цирконы в изученных породах характеризуются гетерогенным строением (Крылов и др., 2011), которое выражается как в различных оптических свойствах, разных содержаниях и отношениях элементов-примесей, оценках возраста, так и выраженной зональностью изотопных отношений кислорода (Bindeman, Serebryakov, 2011). Поэтому, проанализированные цирконы в целом также отклоняются от изотопного равновесия с другими фазами проб. В то же время фигуративные точки анализов самой поздней генерации цирконов (желтовато-коричневого цвета, $\text{Th}/\text{U} < 0,02$ и $\text{U} < 250$ г/т, с незначительным количеством более древних ядер) приближаются к линиям регрессий на диаграмме B_{ij} vs $\delta_j^{18}\text{O} + A_{\text{ij}}$ (рис. 131). Таким образом, можно предполагать, что кристаллизация поздней (свекофеннской) генерации циркона происходила в изотопном равновесии с другими фазами образцов.

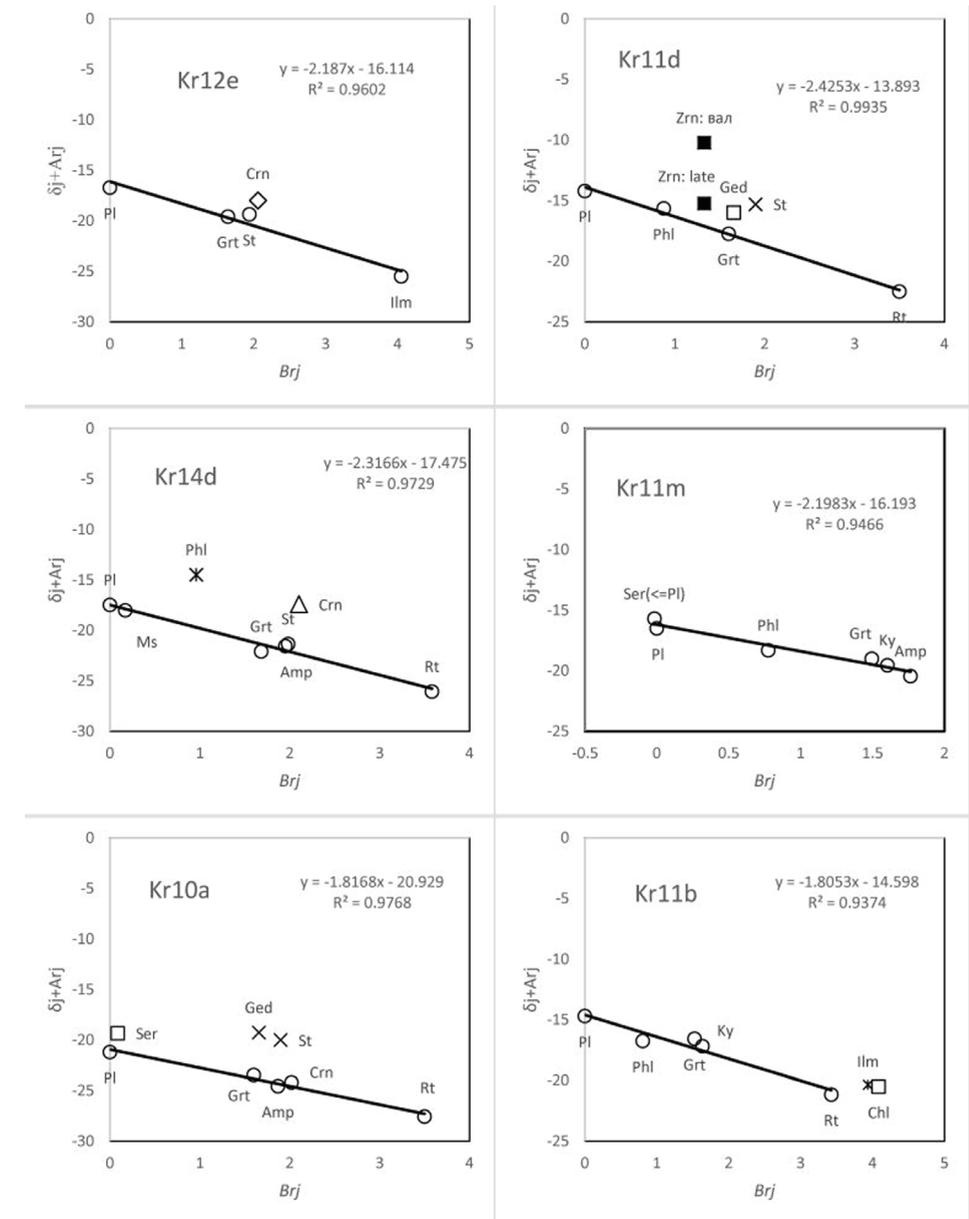


Рис. 131. Представительные изотермы, построенные по распределению изотопов кислорода между фазами пород Хитоострова. Кружками показаны фигуративные точки анализов изотопно-равновесных минералов. $x = B_{\text{ij}}$, $y = \delta_j^{18}\text{O} + A_{\text{ij}}$ (см. пояснения в тексте); R^2 — коэффициент детерминации регрессии. В качестве «референтной» фазы использован плагиоклаз. Для валовых анализов цирконов показаны приблизительные доли ядер относительно свекофеннских оболочек

4.4.4. Обсуждение результатов

Изотопный состав кислорода флюида, определенный по фракционированию изотопов кислорода в изученных пробах, варьирует -21 до -15 ‰ при $T = 470 \pm 10$ °C, от -16 до -21 ‰ при $T = 405 \pm 10$ °C и от -14 до -20 ‰ при $T = 380 \pm 10$ °C (табл. 36). Столь значительные вариации не согласуются с флюидным обменом между породами в интервале температур 380 – 470 °C и существованием общего (инфильтрационного) флюида при данных условиях. Существенно меняющийся изотопный состав кислорода флюида, различные температуры фиксации изотопного равновесия, разный изотопный состав близких по химическому и фазовому составу пород — все это в целом доказывает, что масштабы взаимодействия флюид-порода в условиях, соответствующих процессам свекофеннского преобразования пород, ограничивались несколькими метрами. Величины $\delta^{18}\text{O}$ секущих прожилков, формирование минеральных ассоциаций в которых может быть связано с мобилизацией флюидов при декомпрессии из ранее образованных гидроксил-содержащих минералов, не превышают $\delta^{18}\text{O}$ вмещающих пород ($8,5$ – 12 ‰ по гнейсам чупинской толщи) и не могут сбалансировать понижение на 30 – 40 ‰ пород гнейсовой толщи. Кроме того, понижение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ за счет каких-либо реакций в пределах толщи пород не согласуется с результатами, полученными с использованием тройной изотопной системы ^{16}O - ^{17}O - ^{18}O (Herwartz et al., 2015).

Низкие $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ внешних кайм (оболочек) цирконов обуславливаются их кристаллизацией при взаимодействии с обедненным ^{18}O флюидом при свекофеннских преобразованиях пород. Однако установленная ограниченность масштабов взаимодействий между флюидом и породами (в условиях преимущественно закрытых систем) не согласуется с инфильтрацией «внешнего» флюида во время тех же процессов. Наиболее вероятно значительно более раннее понижение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ пород в целом и, соответственно, дометаморфическое происхождение обедненного флюида. Ядра цирконов (до $2,9$ – $3,0$ млрд лет (Крылов и др., 2011)) и, возможно, досвекофеннские оболочки (например, Bindeman et al., 2010) за счет своей устойчивости во многих случаях сохранили первичные («необедненные») $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$.

4.4.5. Заключение

Помимо аномально низких отношений $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, существенные отличия химизма корундсодержащих и ассоциированных с ними пород от вмещающих пород, наличие ядер цирконов с возрастными, превышающими возраст не только интрузивных, но и вмещающих гнейсов, особенностей распределения РЗЭ в цирконах (Крылов и др., 2012) указывают на аллох-

тонное (как относительно вмещающих гнейсов, так и относительно интрузивных пород) происхождение протолитов корундсодержащих пород. Базитовые расплавы, в настоящее время представленные метаморфизованными габброидами, при своем внедрении захватывали породы нижних уровней коры, что может объяснять пространственную приуроченность корундсодержащих пород к интрузивным телам. Значительное понижение ^{18}O может быть связано со взаимодействием вулканитов с ледниками при субгляциальных извержениях около $2,9$ – $3,0$ млрд лет назад. При оценках изотопных отношений кислорода и температур образования «первичной» метеорной воды необходимо учитывать последующее изменение (повышение) $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в результате флюид-породных взаимодействий уже на глубине. Использование тройной изотопной системы $^{18}\text{O}/^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ при реконструкциях дает значения от -40 до -55 ‰ (Herwartz et al., 2015), что соответствует, например, изотопным отношениям льда в центре современной Антарктиды и указывает на образование метеорных осадков в условиях сходного климата (рис. 132). Таким образом, пониженные $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в исследуемых породах могут представлять свидетельства оледенения в пределах Беломорского комплекса, синхронного с древнейшим оледенением группы Мозаан в Южной Африке (Young et al., 1998).

Вероятно, общая декомпрессия толщи около $1,85$ млрд лет назад вызвала ремобилизацию флюидов, за счет которых происходили как изменения фазового состава пород, так и локальное перераспределение изотопов кислорода между фазами. При этом в целом, за исключением локальных зон инфильтрации, изотопный состав пород существенно не изменился. Изотопный состав кислорода новообразованных фаз, таким образом, определялся изотопным составом унаследованного (ремобилизованного) флюида и фракционированием $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ минералов с тем же унаследованным флюидом.

Благодарности. Авторы выражают благодарность профессору Штефану Хернесу за предоставление возможности проведения части изотопных анализов кислорода в лаборатории Института минералогии и петрологии (Университет г. Бонна). Вычисления факторов изотопного фракционирования отдельных фаз выполнены на кластере Huawei Ресурсного Центра «Вычислительный центр СПбГУ» (<http://cc.spbu.ru>).

Авторы выражают благодарность профессору Штефану Хернесу за предоставление возможности проведения части изотопных анализов кислорода в лаборатории Института минералогии и петрологии (Университет г. Бонна). Вычисления факторов изотопного фракционирования отдельных фаз выполнены на кластере Huawei Ресурсного центра «Вычислительный центр СПбГУ» (<http://cc.spbu.ru>).

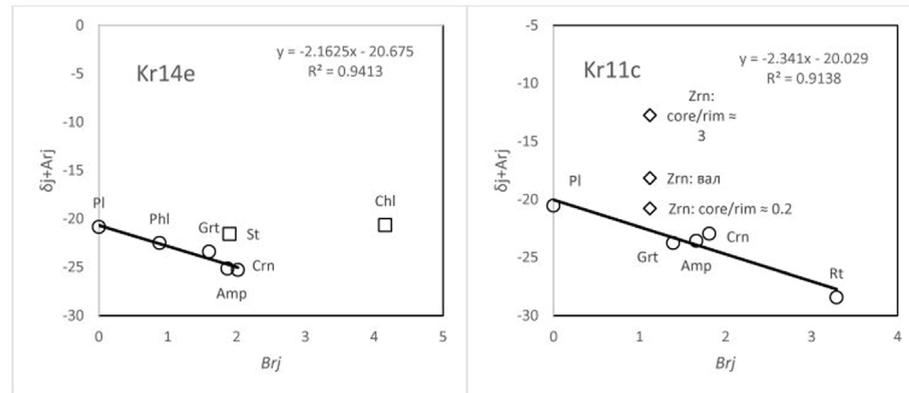


Рис. 132. А-современные льды в центре Антарктиды; LGM — последний ледниковый максимум (14500 лет назад); MAT — условные оценки среднегодовых температур

4.5. ТИПИЗАЦИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА АРХЕЙСКИХ МЕТАВУЛКАНИТОВ ЛЕБЯЖИНСКОЙ СВИТЫ (БОЛЬШИЕ КЕЙВЫ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Кейвский террейн, расположенный в центральной части Кольского полуострова, является уникальным геологическим объектом как в структурном отношении, так и в отношении слагающих его комплексов, отсутствующих на соседних площадях. Наиболее древними породами террейна являются тоналит-трондjemитовые гнейсы фундамента, выходящие на поверхность главным образом на юго-западе территории (рис. 133). На комплексе основания залегает супракрустальная толща гнейсов и амфиболитов, имеющих преимущественно вулканогенную природу и занимающих около 30 % площади. Для расчленения толщи было предложено несколько стратиграфических схем (Мирская, 1972; 1978; Белолипецкий и др., 1980; Радченко и др., 1994; Миц и др., 1996). При составлении геологической карты северо-восточной части Фенноскандинавского щита масштаба 1:500000 (Геологическая..., 1996) была использована наиболее детально составленная схема А. П. Белолипецкого с соавторами (1980). Породы разделены на пять свит (снизу вверх): коловайскую (Amf-Vt и Vt гнейсы), кинемурскую (Vt и двуслюдяные с Grt гнейсы), патчервтундровскую (амфиболиты, метапорфириты, Amf-Vt и Vt плагиосланцы), устьюгоньскую (Vt гнейсы с Grt, двуслюдяные и Amf-Vt плагиосланцы и амфиболиты) и лебяжинскую (Amf-Vt и Vt, иногда с Grt гнейсы). На упрощенной схематической геологической карте, приведенной на рис. 133, перечисленные свиты объединены и показаны одним цветом, а лебяжинская свита, которой посвящена данная работа, выделена крапом. Она развита главным образом

в пределах структуры Большие Кейвы и прослеживается в виде двух лент шириной от 1 до 3,5 км на восток от хребта Серповидного на расстояние до 160 км. Гнейсы лебяжинской свиты перекрываются сланцами свиты кейв (мусковитовыми, кианитовыми, гранатовыми и ставролитовыми), протягивающимися широкой полосой (1–10 км) вдоль горной гряды Большие Кейвы (рис. 133). С этими сланцами связаны крупнейшие месторождения кианита на Кольском полуострове (Бельков, 1963). Большинство исследователей рассматривали сланцы как зрелые терригенные метасадки (Бельков, 1963; Мирская, 1972; Загородный, Радченко, 1983). В настоящее время преобладают представления об их метасоматической природе (Бушмин и др., 2011). Щелочному метасоматозу подверглись не только сланцы свиты кейв, но и метавулканиды лебяжинской свиты, которые на значительных площадях преобразованы в гастингситовые гнейсы (Белолипецкий и др., 1980; Радченко и др., 1994).

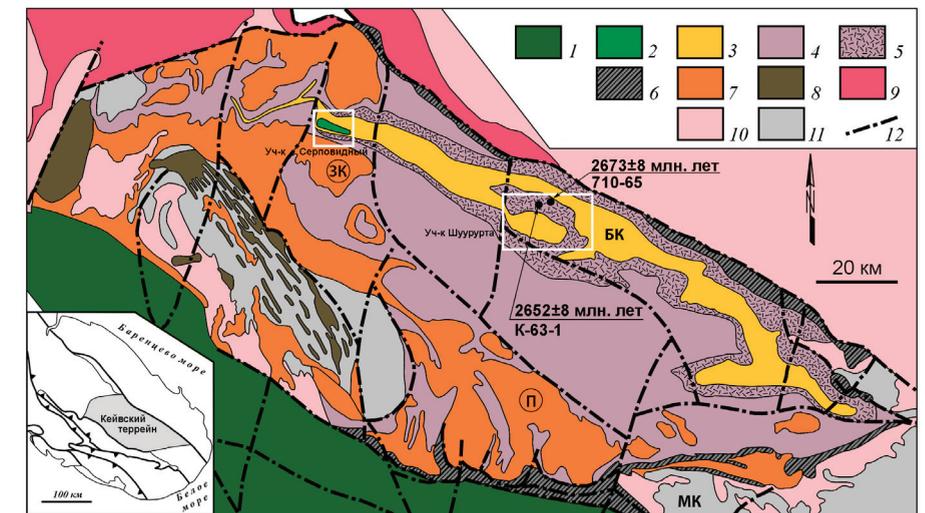


Рис. 133. Схематическая геологическая карта Кейвского террейна и прилегающих территорий по работе (Геологическая..., 1996) с упрощениями.

1 — рифтогенные породы пояса Имандра-Варзуга, 2 — парагнейсы и метабазалты Серповидной структуры, 3 — сланцы свиты кейв, 4 — Amf-Vt и Vt гнейсы, сланцы и амфиболиты 4 объединенных свит (коловайской, кинемурской, патчервтундровской и устьюгоньской), 5 — кислые метавулканиды лебяжинской свиты, 6 — гранитоиды и супракрустальные образования архея нерасчлененные, 7 — массивы субщелочных и щелочных гранитов (П — Понойский, ЗК — Западные Кейвы), 8 — габбро-анортозиты, 9 — эндербиты, диориты, монцодиориты, гранодиориты 2,68–2,75 млрд лет, 10 — гранодиориты, тоналиты, плагиограниты, эндербиты 2,7–2,8 млрд лет, 11 — биотитовые гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы, амфиболиты (AR), 12 — разломы. BK — Большие Кейвы, МК — Малые Кейвы. В виде дроби вынесены значения возраста (в числителе — возраст, в знаменателе — номер пробы)

Значительную часть территории занимают интрузивные комплексы неархейских щелочных гранитов и габбро-анортозитов, обнажающиеся преимущественно на юго-западе и севере района (рис. 133).

На ранних этапах исследований Кейвский террейн рассматривался как синклиналь, ядерная часть которой приурочена к выходам сланцев свиты кейв (*Бельков, 1963*). В настоящее время исследователи склоняются к представлениям о надвиговой природе структуры, образованной путем совмещения тектонических пластин (Лебяжинского покрова и покрова Большие Кейвы) во время палеопротерозойских коллизионных процессов (*Балаганский и др., 2011; Бушмин и др., 2011*). В подтверждение покровной природы В. В. Балаганским с соавторами в пределах структуры Большие Кейвы было закартировано несколько крупных колчановидных складок.

Для интрузивных пород (щелочных гранитов и габбро-анортозитов) Кейвского террейна получено и опубликовано более чем достаточно геохронологических данных. Возраст определен как U-Pb по циркону методом (TIMS) (*Баянова, 2004*), так и с использованием SHRIMP-II (*Ветрин, Родионов, 2009; Вревский, Львов, 2016*). Комплексы формировались в близком возрастном интервале: в 2,63–2,67 млрд лет (щелочные граниты) и в 2,66–2,68 млрд лет (габбро-анортозиты).

Данные по возрасту супракрустальных пород ограничивались тремя датировками.

С. А. Бушминым с соавторами (2011) был определен возраст (U-Pb по циркону, SHRIMP-II) протолита метасоматита по сланцу свиты кейв, составивший 2632 ± 12 млн лет, и установлено время его последующей метаморфо-метасоматической переработки в палеопротерозое, соответствующее интервалу 1762–1721 млн лет. По кислым вулканитам было сделано только одно определение для цирконов из метакластолавы ридолит-дацитового состава в пределах структуры Малые Кейвы, расположенной в 60 км юго-восточнее разреза Большие Кейвы (рис. 133). Возраст получен U-Pb классическим методом и отвечает 2871 ± 15 млн лет (*Баянова, 2004*).

Изотопный возраст метавулканитов лебяжинской свиты из структуры Большие Кейвы до настоящего времени не был определен, хотя предпринимались многочисленные попытки выделить циркон, но все они оказывались безуспешными. Продолжительное время лебяжинские гнейсы считались возрастными аналогами кислых метавулканитов структуры Малые Кейвы. Поэтому полученный для этих вулканитов возраст (2871 ± 15 млн лет) и был принят за время формирования пород лебяжинской свиты. Однако отсутствие достаточных и надежных петрогеохимических данных по вулканитам Больших и Малых Кейв не дают возможности проводить

между ними корреляцию, и вопрос об изотопном возрасте лебяжинских метавулканитов оставался открытым.

Настоящая работа посвящена изучению петрогеохимического состава и определению U-Pb по циркону возраста (SHRIMP-II) метавулканитов лебяжинской свиты, которые были детально изучены авторами в стратотипическом для этих пород разрезе на участке Шуурурта в пределах структуры Большие Кейвы (рис. 133) (*Белолипецкий и др., 1980*).

4.5.1. Геологическое положение и петрография пород

Разрез лебяжинской свиты изучен нами на участке, где он считается наиболее полным и представительным (*Белолипецкий и др., 1980*) — в южном крыле структуры Большие Кейвы между вершинами Шуурурта на северо-востоке и Кырпурта — Поповский — Колокольная на юго-западе (рис. 133). Толща лебяжинских гнейсов представляет собой полосу северо-западного простирания (мощностью более 1200 м) и имеет выдержанное падение на северо-восток под углами 30–60°. На северо-востоке она перекрыта сланцами свиты кейв, слагающими вершины горных гряд. Лебяжинская свита представлена в целом однородной толщей серых тонкозернистых биотит-кварц-полевошпатовых гнейсов, часто с мусковитом и гранатом. Содержания биотита варьируют от 10 до 15 %, гранат встречается в виде единичных зерен, мусковит распределен крайне неравномерно, и обычно его содержания в породе не превышают 1 %, в редких случаях достигая 5–10 %. Гнейсы имеют преимущественно массивные текстуры, реже реликтовые порфиновые, свидетельствующие в пользу первично магматической природы пород. Порфиновые вкрапленники представлены плагиоклазом. Вулканиты метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации.

4.5.2. Методика исследований

Определены концентрации главных (13 проб), редких и редкоземельных (12 проб) элементов в метавулканитах лебяжинской свиты и в 2 пробах щелочных гранитов массива Западные Кейвы. U-Pb возраст метавулканитов оценен в цирконах из 2 проб, в 4 пробах определен изотопный состав Sm и Nd. Концентрации главных элементов определялись методом рентгено-спектрального силикатного анализа, а элементов-примесей — методом ICP MS (относительная погрешность — 5–10 %) (Центральная лаборатория ВСЕГЕИ).

Изотопный анализ U и Pb в цирконах выполнен на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ МПР (Санкт-

Петербург). Данные обрабатывались согласно процедуре, описанной (Williams, 1998), с использованием программ обработки SQUID (Ludwig, 2000) и Isoplot/Ex (Ludwig, 2001). Pb/U отношения нормализовались на отношение 0,0665 для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в стандартном цирконе TEMORA, соответствующем возрасту $416,7 \pm 1,30$ млн лет (2σ) (Black et al., 2003).

Для выделения Nd и Sm использована методика, близкая к методике, приведенной в работе (Richard et al., 1976). Изотопные составы Nd и Sm измерены на многоколлекторных масс-спектрометрах Finnigan MAT-261 и TRITON T1. Полученные отношения $^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ нормализованы к отношению $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 1,783079$, а $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Точность определения концентраций Sm и Nd — 0,5 %, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — 0,5 %, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — 0,005 % (2σ). Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0,05 нг для Sm и 0,1 нг для Nd. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте La Jolla по результатам 25 измерений равно $0,511850 \pm 5$ (2σ). При расчете величины ϵ_{Nd} (Т) использованы современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$ (Jacobsen, Wasserburg, 1984). Модельные значения возраста T_{Nd} (DM) вычислены в соответствии с моделью (Goldstein, Jacobsen, 1988), согласно которой изотопный состав Nd деплетированной мантии линейно эволюционировал с 4,55 млрд лет назад и имеет современное значение $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = +10$ ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) = 0,513151 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,2136$.

4.5.3. Петрогеохимическая характеристика пород

Метавулканы лебяжинской свиты на бинарных диаграммах SiO_2 — петрогенные элементы демонстрируют отчетливые слабо дифференцированные тренды только для Al_2O_3 , TiO_2 и Fe_2O_3 , остальные элементы (Mg, Ca, Na и K) не обнаруживают корреляционных связей с кремнеземом (рис. 134). Возможно, связи нарушаются в результате воздействия на породы метаморфо-метасоматических процессов. С другой стороны флюиды, сопровождающие метасоматический процесс, способствуют обогащению части вулканитов лебяжинской свиты цирконием, иттрием, ниобием, рубидием и всеми лантаноидами, что наблюдается в 2 проанализированных образцах (К-67, К-68), фигуративные точки которых, имея высокие концентрации этих элементов, лежат в стороне от трендов дифференциации (табл. 37, рис. 134). Поскольку наложенные процессы не приводят к существенному нарушению пропорций между петрогенными элементами (значения индекса выветривания CIA остаются характерными для магматических пород — 47–53), в работе использованы все проанализированные пробы,

включая образцы, обогащенные редкими и редкоземельными элементами, которые на графиках приведены в виде отдельной группы (табл. 37).

Все представленные в табл. 37 гнейсы лебяжинской свиты, включая и слабо измененные, по химическому составу отвечают риолитам и риодацитам с содержаниями SiO_2 70,56–78,12 вес. % (рис. 135, табл. 37). Они

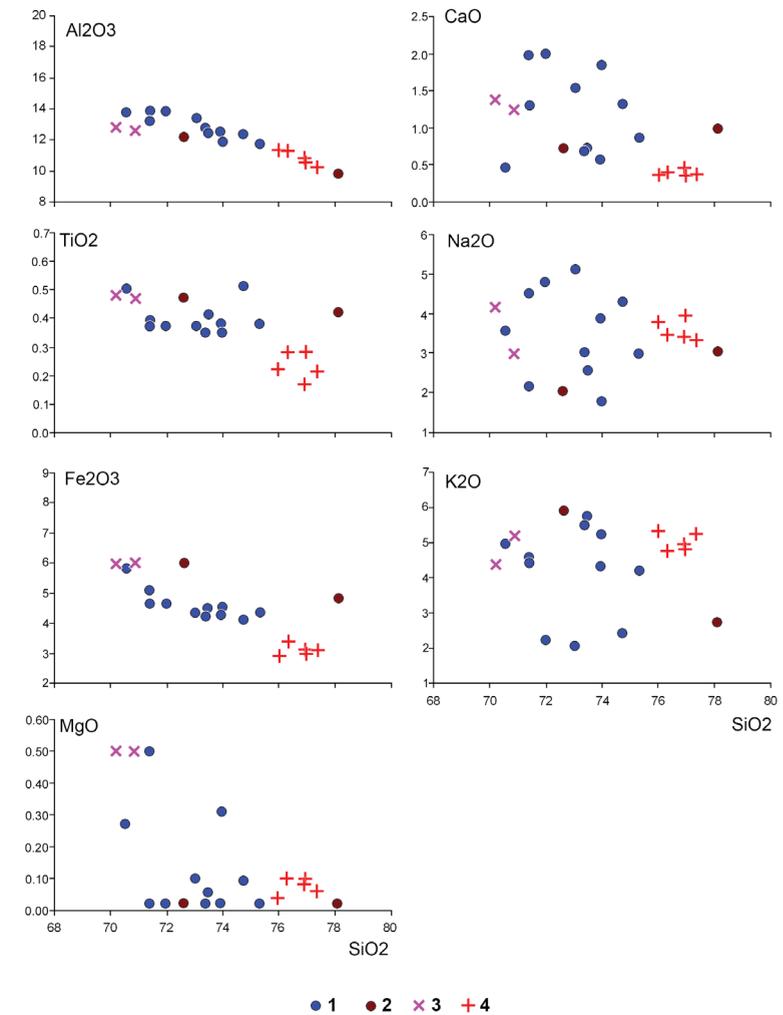


Рис. 134. Вариационные диаграммы (SiO_2 , вес. % — петрогенные оксиды, вес. %) для метавулканитов лебяжинской свиты и щелочных гранитов массива Западные Кейвы (наши данные, уч. Серповидный) и Понойского массива (Ветрин и др., 1999). 1–2 — метавулканиты лебяжинской свиты: 1 — не измененные, 2 — слабо измененные; 3 — щелочные граниты массива Западные Кейвы; 4 — щелочные граниты Понойского массива

характеризуются низкими концентрациями Al_2O_3 (9,80–13,87 вес. %), MgO (0,02–0,50 вес. %), CaO (0,5–2,0 вес. %), высокой суммой щелочей ($K_2O + Na_2O = 6–9$ вес. %) преимущественно с преобладанием калия над натрием ($K_2O/Na_2O = 1,1–2,9$) и реже наоборот ($K_2O/Na_2O = 0,40–0,98$) (табл. 37).

Проанализированные вулканы отличаются высокой железистостью ($Fe\# = 0,84–0,99$) (табл. 37, рис. 136), имеют слабо пералюминиевый характер с индексом ASI 1–1,2 (рис. 137) и относятся к известково-щелочной и щелочно-известковой сериям (рис. 138, табл. 37).

Породы имеют высокие концентрации Zr (375–1740 г/т), Y (16–247 г/т), Nb (22–68 г/т), Th (19–55 г/т), Hf (10–32 г/т) и всех редкоземельных элементов (рис. 139, табл. 37). Для них характерны умеренно фракционированные линии распределения РЗЭ ($La_N/Yb_N = 2–14$) за счет высоких содержаний как легких, так и тяжелых лантаноидов с отчетливыми европиевыми минимумами ($Eu/Eu^* = 0,20–0,74$) (табл. 37, рис. 140). На мультиэлементных спайдер-диаграммах отмечаются отрицательные аномалии Ba, Nb, Sr и Ti, скорее всего связанные с фракционированием плагиоклаза и железотитанистых оксидов.

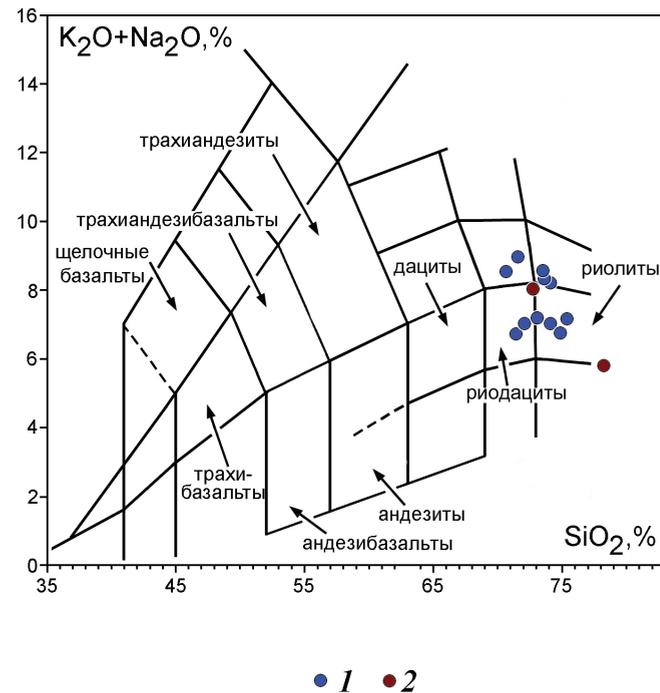


Рис. 135. Положение составов метавулканитов лебяжинской свиты на диаграмме TAS (Le Maitre et al., 1989).

1 — не измененные, 2 — слабо измененные

4.5.4. Результаты геохронологических исследований

Для изотопных исследований были отобраны две пробы из классических лебяжинских кислых метавулканитов района Большие Кейвы в пределах детального участка Шуурурта (рис. 133).

Проба 710-65 (67° 34' 41,35'' с. ш., 38° 09' 13,84'' в. д.) была взята на правом берегу р. Семужьей. Проба К-63-1 (67° 34' 13,5'' с. ш., 38° 06' 27,95'' в. д.) отобрана в нескольких километрах юго-западнее.

Обе пробы взяты из мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов массивного сложения с реликтовыми порфиоровыми вкрапленниками плагиоклаза (метариодацитов).

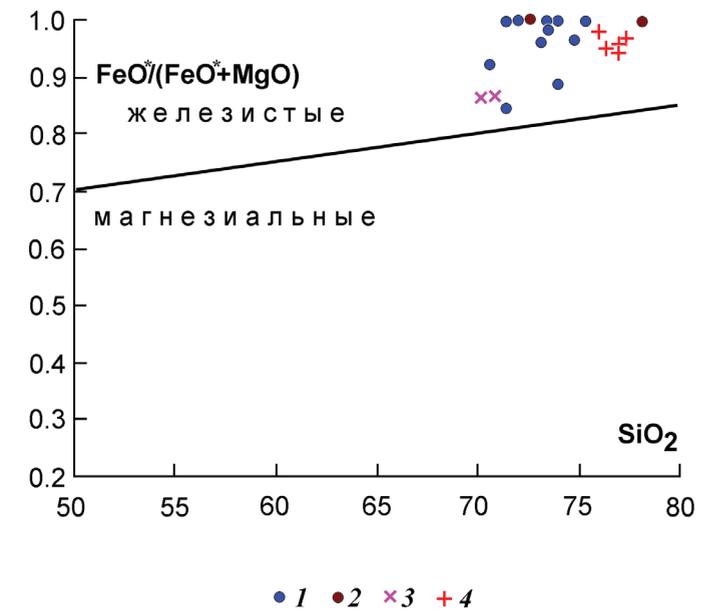


Рис. 136. Дискриминационная диаграмма $FeO^*/(FeO^* + MgO) - SiO_2$ (Frost et al., 2001) для метавулканитов лебяжинской свиты и щелочных гранитов массива Западные Кейвы (наши данные, уч. Серповидный) и Понойского массива (Ветрин и др., 1999). Условные обозначения такие же, как на рис. 134

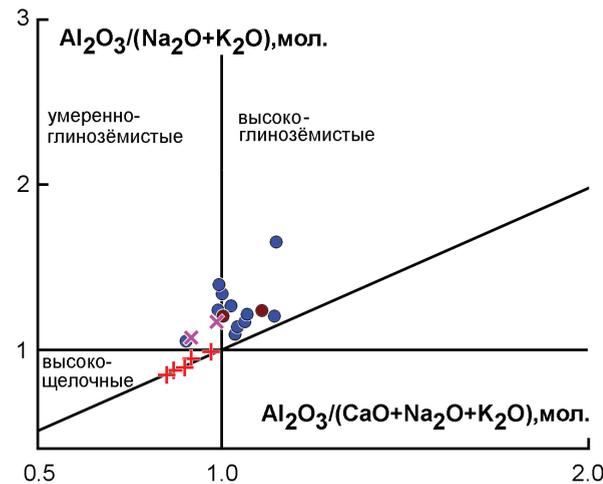
В обеих пробах (710-65, К-63-1) облик зерен циркона однотипный (рис. 141). Это преимущественно неправильной формы кристаллы и их обломки, в единичных случаях с признаками призматического габитуса и плохо выраженными гранями дипирамиды размером по длинной оси от 300 до 600 мкм. В катодолуминесцентном изображении хорошо видна внутренняя неоднородная структура зерен, демонстрирующая сложные узоры метасоматических изменений вокруг реликтовых неизмененных областей

с однородным строением (рис. 141). Для анализа выбирались участки зерен без признаков их переработки (отсутствие включений и замутнений, видимых в проходящем свете на CL и BSE изображениях).

В пробе 710-65 по полученным аналитическим точкам построены две дискордии.

Первая дискордия с возрастом верхнего пересечения 2678 ± 7 млн лет (рис. 141) включает 8 конкордантных точек и две дискордантные. Конкордантными оказались 8 участков (6 кристаллов циркона), которые выглядят как не затронутые или почти не затронутые поздними процессами. Возраст, рассчитанный для 8 конкордантных точек, близок к дискордантному и составляет 2673 ± 8 млн лет (рис. 141). Для зерен данного возрастного кластера характерны умеренные содержания U (284–732 г/т), Th (100–450 г/т) и Th/U отношения (0,32–0,67) (табл. 38), свойственные цирконам магматического происхождения, поэтому полученный конкордантный возраст 2673 ± 8 млн лет интерпретируется как время вулканических излияний.

Вторая дискордия, построенная для одной конкордантной и семи дискордантных точек, имеет верхнее пересечение с конкордией в значении 1804 ± 22 млн лет (рис. 141). Содержания U и Th в зернах циркона данного возрастного кластера сильно варьируют, но в целом с тенденцией увели-



● 1 ● 2 × 3 + 4

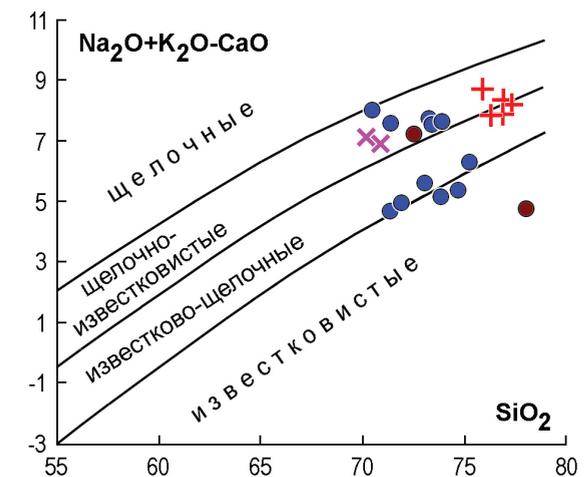
Рис. 137. Дискриминационная диаграмма $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O) - Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ (Maniar, Piccoli, 1989) для метавулканитов лебяжинской свиты и щелочных гранитов массива Западные Кейвы (наши данные, уч. Серповидный) и Понойского массива (Ветрин и др., 1999).
Условные обозначения такие же, как на рис. 134

чения U (430–1602 г/т), сильных колебаний Th (10–423 г/т) и понижения Th/U отношений (0,01–0,36) (табл. 38), что свидетельствует о нарушении в этот период изотопной системы циркона наложенными процессами.

В пробе К-63-1 возраст циркона определен в девяти аналитических точках. Полученные возрастные кластеры (2652 ± 19 млн лет и 1746 ± 23 млн лет) близки к значениям возраста кристаллизации и последующей переработки пород, определенным в первой пробе (рис. 142). Зерна, отвечающие более древнему возрасту, имеют умеренные содержания U (477–541 г/т), Th (204–297 г/т) и Th/U отношения (0,44–0,57) (табл. 38), характерные для цирконов магматического происхождения. В остальных шести точках, имеющих дискордантный возраст, значительно повышаются концентрации U до 2324 г/т и понижаются Th/U отношения до 0,18 (табл. 38), что является признаком переработки кристаллов циркона наложенным процессом.

Нужно отметить, что по облику зерен, их своеобразной переработке и возрасту циркон из кислых вулканитов лебяжинской свиты очень похож на выделенный С. А. Бушминым (2011) из сланцев свиты кейв.

Вулканиты лебяжинской свиты имеют варьирующие значения Sm-Nd модельного возраста (табл. 39). В трех пробах возраст изменяется в диапазоне от 2,85 млрд лет до 2,95 млрд лет, а в пробе К-68 он значительно



● 1 ● 2 × 3 + 4

Рис. 138. Дискриминационная диаграмма $(Na_2O + K_2O - CaO) - SiO_2$ (Frost et al., 2001) для метавулканитов лебяжинской свиты и щелочных гранитов массива Западные Кейвы (наши данные, уч. Серповидный) и Понойского массива (Ветрин и др., 1999).
Условные обозначения такие же, как на рис. 134

моложе и составляет 2,76 млрд лет. Поскольку Sm-Nd система очень чувствительна к наложенным процессам, не исключено, что такой разброс данных является результатом действия широко проявленного в регионе метасоматоза. Значения ϵ_{Nd} , находясь в зависимости от значений Sm-Nd модельного возраста, меняются от почти хондритового (0,5) до близкого к величине в деплетированной мантии (3,1) (табл. 39, рис. 143).

4.5.5. Обсуждение результатов и выводы

Вулканыты лебяжинской свиты в пределах стратотипического разреза представлены кислыми лавами: риолитами и риодацитами. По геохимическим особенностям они обладают всеми чертами гранитов А-типа (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987; Eby, 1992): низкими содержаниями Al_2O_3 (10–13

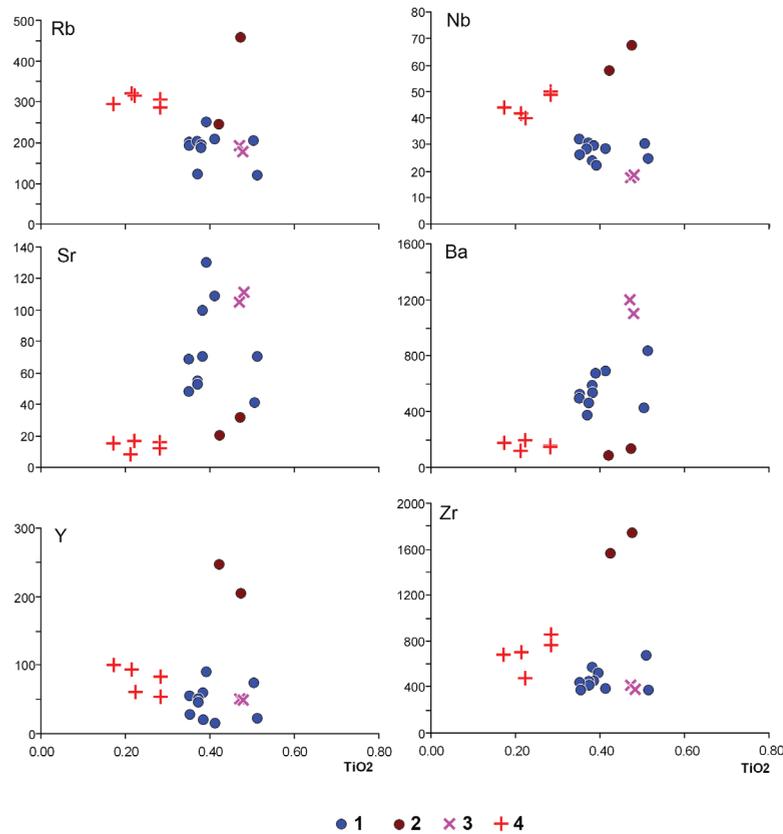


Рис. 139. Вариационные диаграммы (TiO_2 , вес. % — редкие элементы, г/т) для метавулканытов лебяжинской свиты и щелочных гранитов массива Западные Кейвы (наши данные, уч. Серповидный) и Понойского массива (Ветрин и др., 1999).
Условные обозначения такие же, как на рис. 134

вес. %), MgO (0,02–0,50 вес. %), CaO (0,5–2,0 вес. %), высокими концентрациями SiO_2 (70,56–78,12 вес. %) и суммы щелочей с преимущественным преобладанием K_2O над Na_2O , высокими содержаниями Zr (375–1740 г/т), Y (16–247 г/т), Nb (22–68 г/т), Th (19–55 г/т), Hf (10–32 г/т) и PЗЭ и высокой железистостью (табл. 37, рис. 134, рис. 136, рис. 139). Породы имеют однотипные, характерные для А-гранитов, спектры распределения редких и редкоземельных элементов с четко выраженными Eu, Nb, Sr и Ti минимумами (рис. 140). Принадлежность изученных вулканытов к гранитам А-типа хорошо иллюстрируется дискриминационной диаграммой $FeO^*/MgO - (Zr + Nb + Ce + Y)$ (рис. 144, а).

Кислые вулканыты лебяжинской свиты по составу и возрасту сходны с неархейскими щелочными гранитами, широко распространенными в пределах Кейвского террейна. Для сравнения составов изученных вулканытов и щелочных гранитов были использованы данные по гранитам двух массивов: Западные Кейвы (авторские данные) и Понойского массива (Ветрин, 1999). На бинарных диаграммах можно видеть, что лебяжинские гнейсы являются химическими аналогами гранитов массива Западные Кейвы, в то время как граниты Понойского массива представлены более

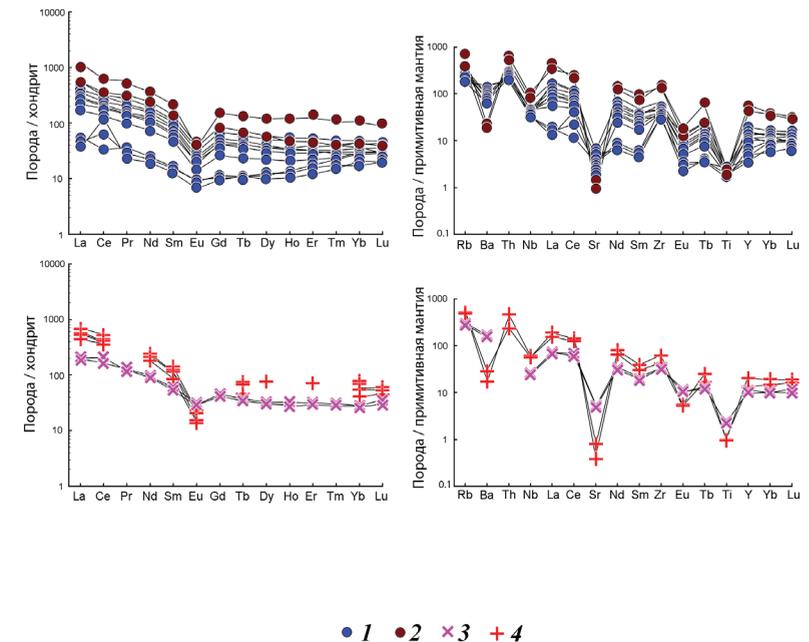


Рис. 140. Нормированные к хондриту и примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989) распределения редкоземельных и редких элементов в вулканытах лебяжинской свиты и щелочных гранитах массива Западные Кейвы (наши данные, уч. Серповидный) и Понойского массива (Ветрин и др., 1999).
Условные обозначения такие же, как на рис. 134

лейкократовыми породами (рис. 134, 139, табл. 37). Практически на всех классификационных и дискриминационных диаграммах (рис. 136, 137, 138, 144) составы щелочных гранитов и лебяжинских вулканитов попадают в одни и те же поля. Сравнимые группы пород имеют сходный характер распределения РЗЭ, незначительно различаясь только глубиной минимумов (рис. 140).

В то же время имеются небольшие отличия вулканитов лебяжинской свиты и гранитов Понойского массива по глиноземистости. Вулканиты

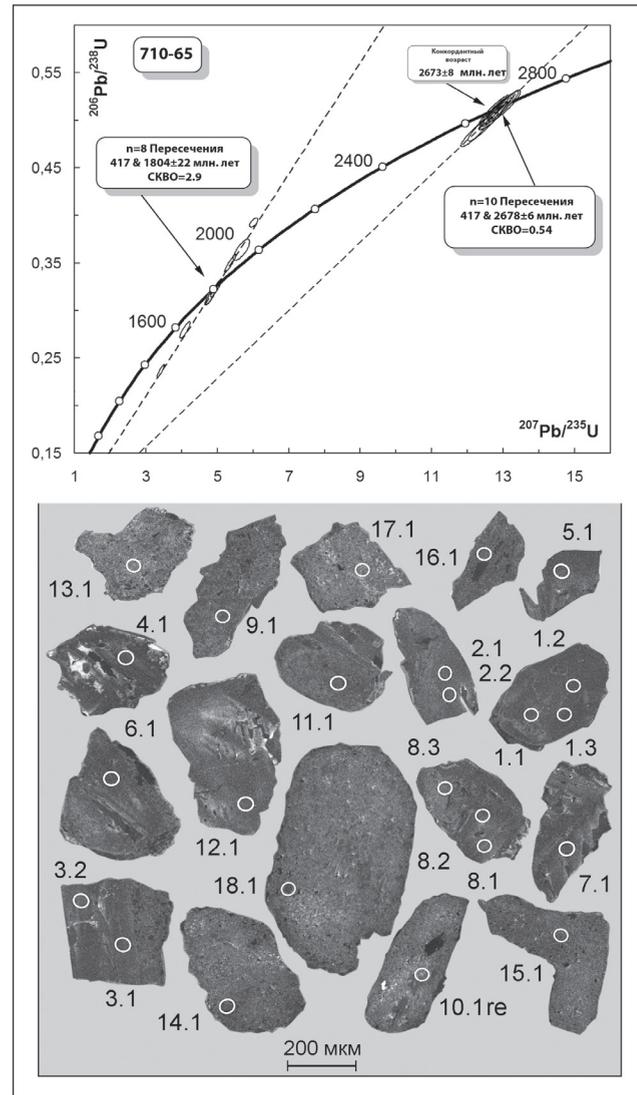


Рис. 141. График с конкордией и катодолуминесцентные изображения цирконов из кислых метавулканитов лебяжинской свиты (проба 710-65)

преимущественно перглиноземистые породы, а граниты попадают в поля щелочных (рис. 137), что, вероятно, обусловлено разницей процессов их образования. Граниты, имея повышенную апаитность (0,73–0,83) (*Ветрин и др.*, 1999), могли образоваться в результате фракционной кристаллизации щелочных базальтов или базальтов переходного типа, сопровождавшейся коровой ассимиляцией (*Frost, Frost*, 2008; 2011). Пералюминиевый характер лебяжинских вулканитов позволяет предположить более широкий диапазон возможных источников: кроме как продукты дифференциации базальтов, они могли образоваться в результате парциального плавления коры

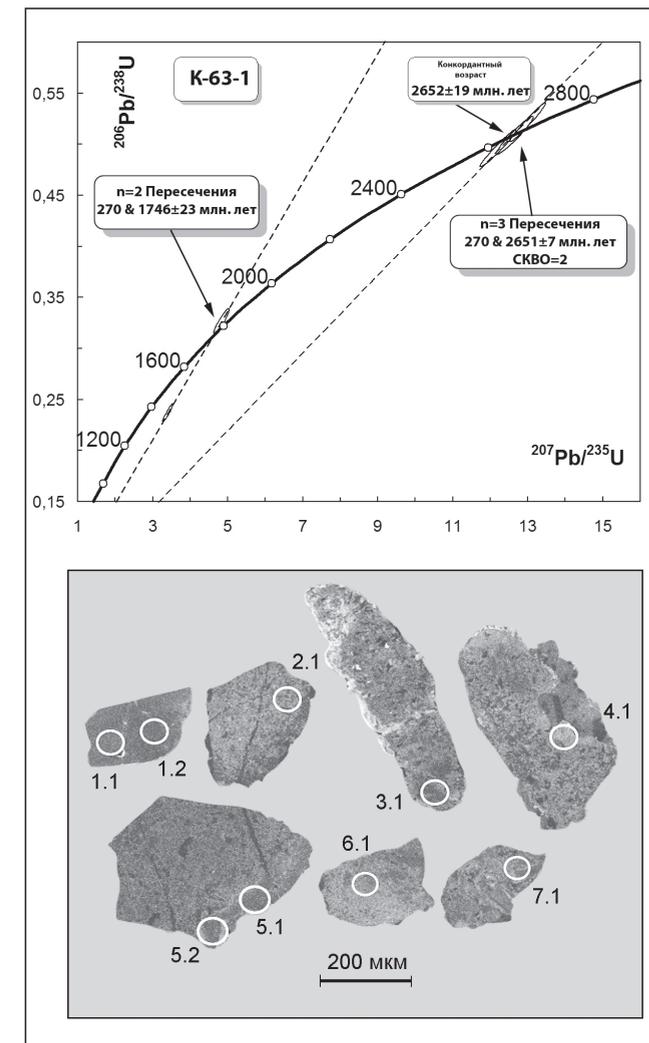


Рис. 142. График с конкордией и катодолуминесцентные изображения цирконов из кислых метавулканитов лебяжинской свиты (проба K-63-1)

при низких давлениях (Frost, Frost, 2008; 2011). Положение вулканитов на тройной диаграмме Nb — Y — Ce указывает на смешанный расплав, с преобладанием в нем сиалической составляющей (рис. 144, б). Смешанный состав магм с разной пропорцией ассимилированного корового материала подтверждается также сильно варьирующими, в целом повышенными индикаторными отношениями Y/Nb (0,56–4,09) и Yb/Ta (1,63–5,32), характерными для продуктов плавления континентальной коры, в то время как дифференциаты базальтовых магм океанических островов имеют значения этих отношений менее 1,2 (Eby, 1990). Кроме того, для вулканитов лебяжинской свиты характерны варьирующие значения Sm-Nd модельного возраста (2,76–2,95 млрд лет) при меняющихся значениях ϵ_{Nd} от 3,1, близких к значениям в деплетированной мантии, до почти хондритовых (0,5) (табл. 39, рис. 143), что также свидетельствует в пользу мантийно-корового взаимодействия в процессе образования пород с разным вкладом древнего корового материала.

Формирование гранитов А-типа обычно происходит в обстановках растяжения земной коры на посторогенных или анорогенных этапах тектонических циклов (Eby, 1990). На диаграмме Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) (рис. 144, в) составы кислых вулканитов лебяжинской свиты совместно с составами щелочных гранитов Понойского и Западнокейвского массивов ложатся в область внутриплитных гранитов, что является дополнительным аргументом в пользу их анорогенного происхождения.

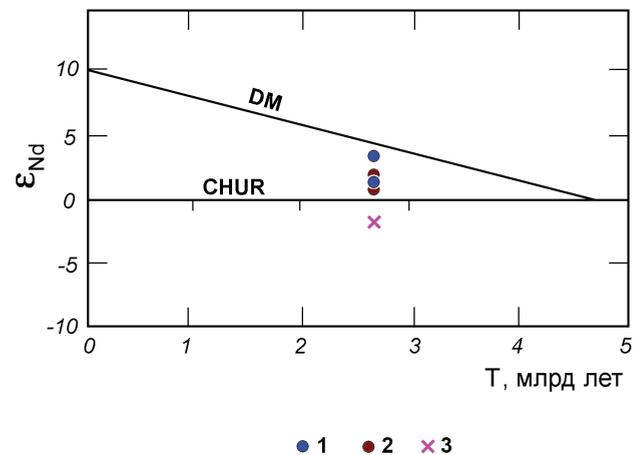


Рис. 143. Диаграмма $\epsilon_{Nd} - T$ для метавулканитов лебяжинской свиты и щелочных гранитов массива Западные Кейвы (наши данные, уч. Серповидный). DM — деплетированная мантия, CHUR — хондритовый резервуар. 1 — не измененные метавулканиты, 2 — слабо измененные метавулканиты, 3 — граниты массива Западные Кейвы

Возраст циркона из пробы лебяжинского вулканита 710-65 по верхнему пересечению дискордии с конкордией по 10 аналитическим точкам составил 2678 ± 6 млн лет (рис. 141). В 8 точках из неизменных участков циркона, величина конкордантного возраста, равная 2673 ± 8 млн лет, близка к дискордантному значению, и в пределах ошибки они не различаются. Поскольку предпочтение в таком случае отдается конкордантному значению, в качестве возраста кристаллизации вулканитов лебяжинской свиты принята величина 2673 ± 8 млн лет. Данные по всем 26 проанализированным участкам зерен циркона из этого образца (см. рис. 141) указывают на то, что U-Pb изотопная система в большинстве зерен после их кристаллизации была нарушена наложенными процессами с возрастом $\sim 1,8$ и $\sim 0,4$

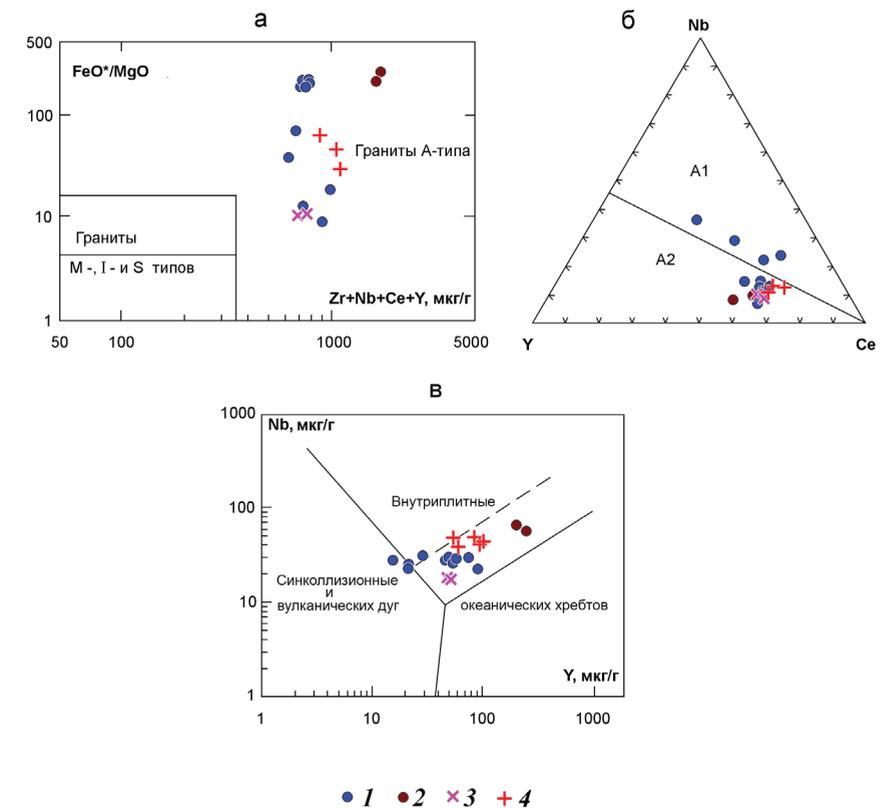


Рис. 144. Дискриминационные диаграммы для метавулканитов лебяжинской свиты и щелочных гранитов массива Западные Кейвы (наши данные, уч. Серповидный) и Понойского массива (Ветрин и др., 1999): (а) FeO*/MgO — (Zr + Nb + Ce + Y) (Whalen et al., 1987), (б) Y — Nb — Ce (Eby, 1992), (в) Nb — Y (Pearce et al., 1984). 1 — не измененные метавулканиты, 2 — слабо измененные метавулканиты, 3 — граниты массива Западные Кейвы, 4 — граниты Понойского массива

млрд лет (подробное рассмотрение этих процессов выходит за рамки данного сообщения).

Возраст (2652 ± 19 млн лет), который был получен по результатам датирования семи кристаллов циркона из обр. К-63-1 (рис. 142), имеет значительную погрешность и, скорее всего, является ориентиром для возрастной оценки. Но представляется очевидным, что в целом этот возраст с учетом погрешности согласуется с определениями, полученными для кристаллов циркона из обр. 710-65.

Полученный возраст кристаллизации кислых метавулканитов лебяжинской толщи в пределах аналитических погрешностей совпадает с возрастом габброанортозитов, щелочных и субщелочных гранитов, прорывающих архейский гранитоидный фундамент Кейвского террейна ($2663-2674$ млрд лет) (Баянова, 2004; Ветрин, Родионов, 2009). В связи с этим стоит отметить, что габброанортозиты, щелочные граниты и кислые метавулканиты занимают на поверхности примерно $3/4$ площади Кейвского террейна. Щелочные граниты являются индикаторами анорогенного режима, и практически одновременное образование с ними значительных объемов кислых вулканитов подтверждает существование анорогенного режима на исследованной территории на этапе 2,7 млрд лет.

Геохимическое сходство, одинаковая природа, а также сближенность в пространстве и во времени позволяют считать изученные кислые вулканиты и щелочные граниты продуктами единого регионального магматического процесса, связанного с плавлением сиалической коры. Различия в составах пород могут быть вызваны индивидуальными источниками плавления, разным вкладом ювенильного материала на уровне зарождения магм и, возможно, различными условиями магмогенерации.

Кислые метавулканиты такого же возраста (2681 ± 18 млн лет (Балаганский и др., 2011)) широко распространены в Беломорской провинции в районе оз. Кукас — оз. Нотозеро. Там же известны и одновозрастные с ними гранитоиды (Алексеев и др., 2004). Таким образом, обширный кислый магматизм с возрастом $\sim 2,68$ млрд лет является характерной чертой неорархей Кольского региона.

Геохимическое родство лебяжинских кислых метавулканитов с анорогенными щелочными гранитами Кольского региона возраста 2,67 млрд лет (Митрофанов и др., 2000) и то, что они без учета аналитических погрешностей древнее этих гранитов всего на 10 млн лет, имеет большое значение не только для более глубокого понимания посторогенного этапа, но и всего мезо- и неорархейского орогенеза региона.

4.6. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПЕРВИЧНОГО РЬ КАК ИСТОЧНИК ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ НА ПРИМЕРЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ И ФОСФАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Изотопный состав свинца большинства минералов, содержащих РЬ и U, представляет собой смесь свинцов двух, а иногда и более генетически различающихся типов: радиогенного РЬ, накопленного *in situ* в минерале за счет радиоактивного распада содержащегося в нем U, и первичного РЬ, попавшего в минерал при его образовании. Изотопный состав радиогенного РЬ при условии замкнутости U-РЬ систем минерала на протяжении существования последнего позволяет получить информацию о его возрасте, тогда как изотопный состав первичного РЬ фиксирует параметры свинца флюида, формирующего минерал (изотопный состав РЬ, отношения — $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = \mu$ и $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = \kappa$). Идентификация параметров первичного РЬ представляет собой непростую методическую задачу. Использование графиков в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, где изотопные отношения $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ и $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ первичного РЬ являются точками пересечения соответствующих изохрон с осью ординат, ограничено из-за часто встречающейся миграции урана в гипергенных условиях, а свободный член уравнения изохроны в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ содержит оба первичных изотопных отношения РЬ и потому не пригоден для их вычисления. Поэтому для оценки изотопных отношений первичного свинца, захваченного при формировании U-РЬ изотопных систем, приходится использовать расчеты в терминах той или иной модели эволюции РЬ геосфер Земли. В этой работе представлены оценка изотопного состава РЬ, захваченного карбонатными породами и фосфоритами разного происхождения рифейских отложений западного склона Южного Урала, и вытекающие из этого состава следствия. Расчеты возраста и характеристик первичного РЬ выполнены при условии закрытых РЬ-РЬ систем после формирования минералов.

4.6.1. Определение изотопного состава первичного РЬ

Для карбонатов и фосфатов достаточно удобно использовать формализм двухстадийной модели эволюции РЬ Стейси — Крамерса (Stacey, Kramers, 1975), которая описывает эволюцию изотопного состава РЬ крупных стратиформных месторождений. Согласно этой модели, эволюция РЬ вещества Земли началась в $t_p = 4,57$ млрд лет назад, начиная от первоначального (р) изотопного состава РЬ, соответствующего троилитовой фазе железного

метеорита Каньон-Диаболо ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_p = a_p = 9,307$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_p = b_p = 10,294$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_p = c_p = 29,476$) при значении $\mu_1 = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 7,192$ и $\omega_1 = ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb} = 32,208$ ($\kappa_1 = ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 4,478$). Первая стадия эволюции Pb в земном веществе закончилась в $t_0 = 3,7$ млрд лет назад, когда в результате глобальной геохимической дифференциации из общего планетарного резервуара выделилась силикатная кора, для которой величины μ_2 и ω_2 составили, соответственно, $\mu_2 = 9,735$ и $\omega_2 = 36,837$ ($\kappa_2 = 3,784$), и до настоящего времени этот глобальный резервуар оставался ненарушенным. При этих величинах μ_2 и κ_2 параметры кривой эволюции Pb во времени отвечают среднему значению изотопного состава Pb силикатной оболочки Земли. Однако для верхнекорковых пород можно ожидать более высоких значений μ_2 по сравнению со средней величиной 9,735, а для мантийных и нижнекорковых образований — более низких. В то же время мантийные породы и нижнекорковые образования, имеющие близкие друг другу и низкие значения μ_2 , различаются по величине κ_2 . Для мантийных пород последняя величина близка к 3,78, а для нижнекорковых — значительно выше. В предлагаемой работе для расчета изотопного состава первичного Pb карбонатных и фосфатных пород и параметров μ_2 , ω_2 и κ_2 , при которых накапливался этот Pb, использован изотопный состав Pb конца первой стадии модели Стейси-Крамерса в $t_0 = 3,7$ млрд лет ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_0 = a_0 = 11,152$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_0 = b_0 = 12,998$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_0 = c_0 = 31,230$).

В случае отсутствия в системе чужеродного примесного свинца изотопные отношения свинца карбонатных и фосфатных пород в терминах модели Стейси — Крамерса могут быть представлены уравнениями:

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i = a_0 + \mu_2(e^{\lambda_8 t} - e^{\lambda_8 t_0}) + \mu_i(e^{\lambda_8 t} - 1) \quad (1)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i = b_0 + \frac{\mu_2}{137,88}(e^{\lambda_5 t} - e^{\lambda_5 t_0}) + \frac{\mu_i}{137,88}(e^{\lambda_5 t} - 1) \quad (2)$$

$$\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i = c_0 + \omega_2(e^{\lambda_2 t} - e^{\lambda_2 t_0}) + \omega_i(e^{\lambda_2 t} - 1) \quad (3)$$

где: $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ — измеренные изотопные отношения свинца; $t_0 = 3,7$ млрд лет; t — время образования породы; λ_8 , λ_5 и λ_2 — константы распада ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th соответственно; μ_2 и ω_2 — отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ в источнике карбонатных и фосфатных пород; μ_i и ω_i — отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ в i -м образце между временем формирования породы t и современностью. Значения μ_2 и ω_2 определяют изотопные отношения накопленного *in situ* из U и Th радиогенного Pb за время существования минерала.

Свинец, находящийся в образцах карбонатов и фосфатов разного происхождения, является продуктом смешения нескольких компонентов: (а) свинец, захваченный в момент седиментации из морской воды, (б) свинец, пришедший с диагенетическим (или реагирующим, привнесенным при перекристаллизации породы) флюидом, (в) свинец, попавший в карбонат и фосфат в ходе более поздних наложенных процессов, (г) свинец, содержащийся в силикатной примеси карбонатных и фосфатных пород, который может попасть в анализируемый раствор при химической обработке образца в лаборатории, (д) радиогенный свинец, образовавшийся *in situ* в результате распада изотопов U и Th. Только компонент (д) определяет возраст минерала. Компоненты (а) и (б) представляют первичный Pb минерала, а компоненты (в) и (г) относятся к генетически чужеродному примесному Pb, удаление которого необходимо при исследовании Pb-Pb систем минерала.

Количество Pb, вошедшего в карбонаты и фосфаты из диагенетического флюида, обычно настолько превышает то, которое было в первоначальном карбонатном осадке, что захваченным из морской воды свинцом можно пренебречь (Jahn, Cuvellier, 1994; Овчинникова и др., 1998; Bolhar, Hofmann et al., 2004).

Применяемая нами методика ступенчатого выщелачивания (Овчинникова и др., 1998; 2007; 2012; Каурова и др., 2010) при выделении Pb для масс-спектрометрического анализа карбонатных пород позволяет проанализировать наименее измененные фракции карбонатного вещества образцов. Они содержат в основном свинец, привнесенный диагенетическим флюидом при перекристаллизации осадков, и радиогенный свинец, образовавшийся *in situ* в результате распада изотопов U и Th. Эта процедура способна удалить небольшое количество Pb, попавшего в карбонаты и фосфаты в ходе более поздних процессов, равно как и содержащегося в силикатной примеси.

С учетом приведенных соображений вычисления проводились следующим образом:

1. Из наклона изохроны в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, аппроксимирующей фигуративные точки наименее измененных фракций карбонатного и фосфатного вещества, вычислялся возраст (t) серии образцов. Следует заметить, что Pb-Pb изохрона, в отличие от графика U-Pb, имеет то преимущество, что современные потери/привнос U или потери Pb не сказываются на положении точек на графике.

2. После исключения из уравнений (1) и (2) членов, содержащих неизвестные μ_i , для каждого образца была вычислена величина μ_2 , получено ее среднее для серии когенетических образцов значение и его выборочное стандартное отклонение.

3. Полученные значения возраста t и отношения μ_2 позволили вычислить значения первичных изотопных отношений Pb исследуемых пород, которые равны сумме первых двух членов уравнений (1) и (2):

$$a_1 = a_0 + \mu_2(e^{\lambda_8 t_0} - e^{\lambda_8 t})$$

$$b_1 = b_0 + \frac{\mu_2}{137,88}(e^{\lambda_5 t_0} - e^{\lambda_5 t}).$$

Эти значения затем подставлялись в уравнения для следующей стадии развития свинца:

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i = a_1 + \mu_i(e^{\lambda_8 t} - 1)$$

и

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i = b_1 + \frac{\mu_i}{137,88}(e^{\lambda_5 t} - 1)$$

чтобы вычислить характерные для каждого образца величины μ_i .

4. В карбонатных осадках отношение $\kappa = ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ приближается к нулю из-за того, что в морской воде крайне низкие отношения Th/Ca ($\approx 10^{-10}$) и замещение Ca^{2+} на Th^{4+} энергетически невыгодно в связи с высоким зарядом Th^{4+} . В условиях последующих событий, особенно в диагенезе, карбонатные породы в зависимости от P - T условий и химического и изотопного состава реагирующего флюида могут заимствовать Pb, обогащенным изотопом ^{208}Pb . Так как Th не захватывается карбонатным минералом, последним членом уравнения (3) можно пренебречь. Тогда экспериментальные точки изотопных отношений $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ каждого образца в терминах модели Стейси — Крамерса могут быть представлены уравнением

$$\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i - c_0 = \frac{\kappa_2(e^{\lambda_2 t_0} - e^{\lambda_2 t})}{(e^{\lambda_8 t_0} - e^{\lambda_8 t})} \left[\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i - a_0 - \mu_i(e^{\lambda_8 t} - 1) \right]$$

Неизвестным здесь является только κ_2 , значения которого рассчитываются для каждого образца, вычисляется среднее значение κ_2 для серии когенетических образцов и его выборочное стандартное отклонение. Затем по формуле (3) вычислялись значения ω_i , а затем и κ_i . Неопределенность получаемых значений κ_i оценивалась методом Монте Карло. Коэффициенты прямой линии в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, значения возраста породы t и первичного отношения $a_1 = ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ с помощью генератора случайных чисел варьировались (1000 симуляций) в соответствии с их стандартными отклонениями и законом нормального распределения, и по массиву получаемых значений κ_i вычислялось его выборочное стандартное отклонение. Расчет κ_2 для фосфоритов неприменим, геохронологическую

и генетическую информацию в которых несет апатит, т. к. в решетке этого минерала возможно присутствие Th. В этом случае расчет величины ω_2 невозможен из-за того, что уравнение (3) содержит два неизвестных ω_2 и ω_i .

Вычисления проведены с помощью оригинальной программы для персонального компьютера, разработанной Н. Н. Мельниковым.

4.6.2. Осадочные карбонатные породы

Джан и Кавелье (*Jahn, Cuvellier, 1994*) рассчитали из Pb-Pb изохрон для карбонатных осадков архейского и протерозойского возраста в терминах одностадийной модели развития Pb Татсумото (*Tatsumoto et al., 1973*), модельную величину $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, при которой развивался первичный Pb, входящий в минералы при их формировании. Они получили среднее значение этой величины по модели Татсумото, равное $8,4 \pm 0,4$ (пересчет по модели Стейси — Крамерса дает значение $10,4 \pm 0,5$). Эти величины на несколько порядков ниже максимального значения $\mu \sim 230000$, рассчитанного по концентрациям Pb и U в морской воде (*Jahn, Cuvellier, 1994*). Отсюда Джан и Кавелье сделали вывод, что первичный Pb в древних карбонатных породах отражает не стадию седиментации, а некоторый более поздний этап преобразования карбонатного осадка в среде с иными геохимическими характеристиками по сравнению с морской водой, вероятно, ранний диагенез осадков.

Р. Болхар и Б. С. Камбер с соавторами (*Kamber et al., 2004*), исследуя материал строматолитовых известняков из архейских зеленокаменных поясов Белингве и Масвинго (Южная Африка), высказали предположение, что U-Pb характеристики этих карбонатных осадков формировались в ходе раннего диагенеза при привносе Pb из размываемых пород архейского фундамента. Содержание привнесенного в карбонатные осадки свинца значительно выше, чем захваченного из морской воды. Таким образом, результаты упомянутых работ позволяют полагать, что изотопный состав первичного Pb в осадочных карбонатах и фосфатах, преобразованных в ходе раннего диагенеза при литификации пород, определяется свинцом, привнесенным диагенетическим флюидом, а параметры этого Pb (изотопный состав и величины μ и κ) в существенной мере определяются характеристиками пород терригенного сноса. Соответственно, U-Pb и Pb-Pb возрасты хемогенных карбонатов и фосфоритов, как правило, соответствуют времени раннего диагенеза осадка.

Мы рассчитали параметры первичного Pb ряда осадочных карбонатных отложений бурзьянской и каратавской серий рифея западного склона Южного Урала. Эти отложения охватывают широкий возрастной интервал от

нижнего до верхнего рифея (Стратотип рифея, 1983; Маслов и др., 2001). Для расчета были использованы измеренные значения изотопных отношений Pb карбонатных пород и их Pb-Pb изохронный возраст (Овчинникова, и др., 1998; Кузнецов и др., 2003; 2008): известняки и доломиты саткинской свиты (1550 ± 30 и 1540 ± 50 млн лет соответственно), известняки бакальской свиты (1440 ± 30 млн лет), инзерская свита (836 ± 25 млн лет). Результаты приведены в табл. 40 и на рис. 145 и рис. 146.

На рис. 145 в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ показаны Pb-Pb изохроны для карбонатных пород каждой свиты. Эти изохроны пересекают в точках рассчитанного изотопного состава первичного Pb кривые накопления Pb, построенные по полученным значениям μ_2 . На графике показана лишь нижняя часть Pb-Pb изохрон, поскольку измеренные отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в образцах значительно более радиогенны, чем у первичного свинца.

График μ_2 — κ_2 (рис. 146) демонстрирует соотношения рассчитанных значений μ_2 и κ_2 . В квадранте I располагаются породы, которые имеют $\mu_2 > 9,74$, а $\kappa_2 \leq 3,78$, что указывает на их верхнекоровое происхождение. В квадранте II находятся точки с $\mu_2 > 9,74$ и $\kappa_2 > 3,78$. Это может соответствовать древней архейской коре, претерпевшей в позднем архее или протерозое этап обеднения ураном относительно Th, что привело к повышению величины κ_2 . В квадрант III попадают точки с $\mu_2 < 9,74$ и $\kappa_2 < 3,78$, что соответствует мантии. В квадранте IV находятся точки пород нижней континентальной архейской коры. У этой коры $\mu_2 < 9,74$, что свидетельствует о потере урана и приводит к повышению значения $\kappa_2 > 3,78$ во второй стадии модели Стейси — Крамерса.

В табл. 40 и на рис. 145 и 146 видно, что первичный Pb, попавший в карбонатные осадки саткинской и бакальской свит во время диагенеза (1440–1550 млн лет назад), а также и в известняки инзерской свиты (836 млн лет назад), был выделен из эродируемых пород, где он развивался при достаточно высоких значениях $\mu_2 = 10,06$ – $10,44$ и повышенных $\kappa_2 = 4,30$ – $5,70$. Эти значения μ_2 в рамках модели Стейси — Крамерса выше, чем среднее значение для силикатной оболочки Земли $\mu_2 (9,735)$, что предполагает поступление в это время в диагенетический флюид свинца древних архейских пород. Повышенные значения κ_2 в сочетании с высоким значением μ_2 (рис. 146, точки находятся в квадранте II) указывает на наложенный на эти породы гранулитовый метаморфизм в позднем архее или протерозое.

Pb-Pb изохроны саткинских и бакальских карбонатных осадков в области первичного Pb пересекают область изотопного состава Pb чарнокитов Тараташского массива, исправленного на 1550 млн лет (рис. 145). Породы подобного состава, вероятно, были поставщиками первичного Pb и для более молодой инзерской свиты. Из-за сложной истории Тараташ-

ского массива, подвергшегося около 2,0 млрд лет назад гранулитовому метаморфизму (Ларин, 2011), нам не удалось рассчитать область изотопного состава Pb чарнокитов на время 836 млн лет. Однако величина $\mu_2 = 10,40$ первичного Pb инзерской свиты близка этой характеристике первичного Pb нижнерифейских известняков и доломитов саткинской свиты (10,06 и 10,44) и известняков бакальской свиты (10,16). Вполне вероятно, что эродируемые породы региона на время раннего диагенеза осадков этих свит представляли породы метаморфизованных архейских чарнокитов Тараташского тектонического блока.

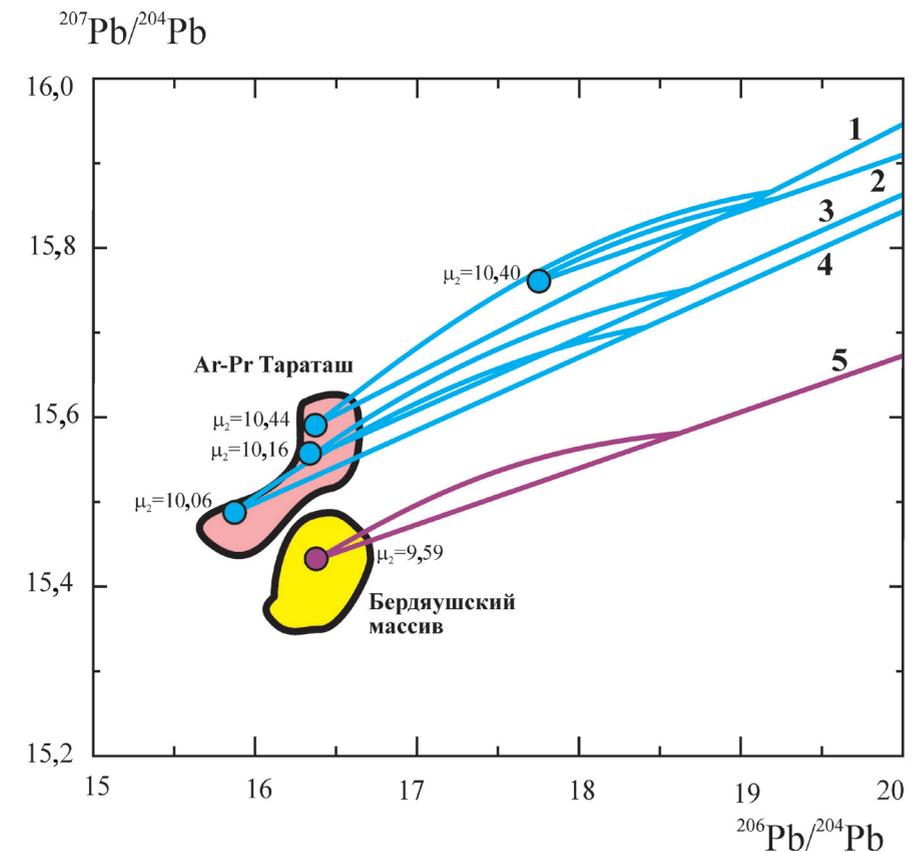


Рис. 145. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для рассчитанных значений изотопного состава первичного Pb осадочных карбонатных и фосфатных отложений Башкирского антиклинория Южного Урала.

Розовое поле — изотопные отношения Pb чарнокитов Тараташского комплекса на 1550 млн лет; желтое — изотопные отношения Pb полевых шпатов основных пород Бердяушского массива; 1 — доломиты саткинской свиты, $t = 1540$ млн лет, $\mu_2 = 10,44$; 2 — известняки инзерской свиты, $t = 836$ млн лет, $\mu_2 = 10,40$; 3 — известняки бакальской свиты, $t = 1440$ млн лет, $\mu_2 = 10,16$; 4 — известняки саткинской свиты, $t = 1550$ млн лет, $\mu_2 = 10,06$; 5 — фосфориты зигазино-комаровской свиты, $t = 1330$ млн лет, $\mu_2 = 9,59$

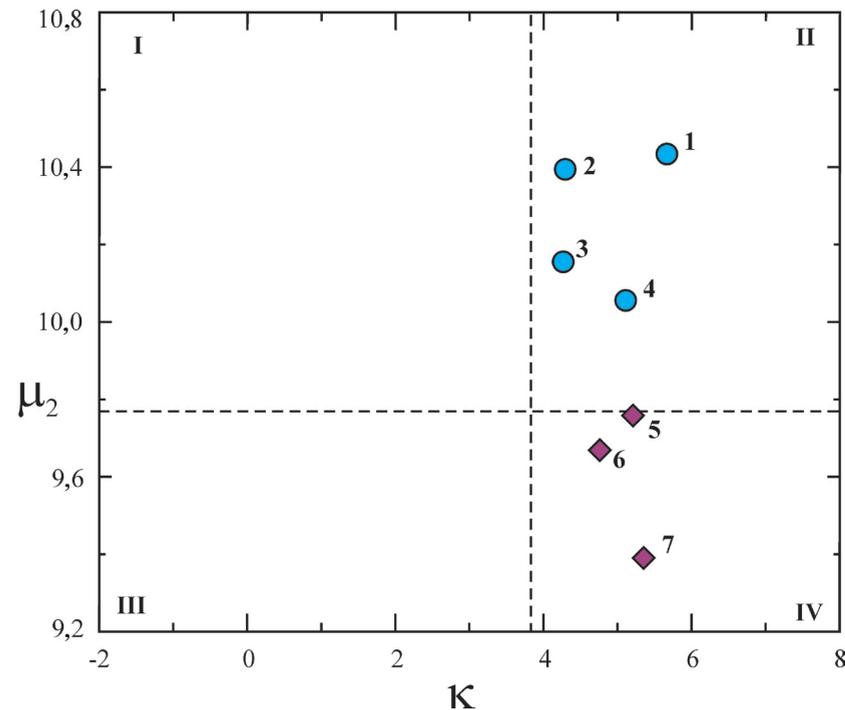


Рис. 146. Диаграмма рассчитанных значений $\mu_2 - \chi_2$ для первичного Pb известняков и доломитов (синие точки) и магнезитов (красные точки) Башкирского антиклинория Южного Урала.

I квадрант — верхняя кора. II квадрант — архейская кора относительно кислого состава, подвергнутая гранулитовому метаморфизму в протерозое, что привело к повышению величины $\chi = {}^{232}\text{Th}/{}^{238}\text{U}$. III квадрант — мантия. IV квадрант — нижняя континентальная кора. 1 — доломиты саткинской свиты ($t = 1540$ млн лет, $\mu_2 = 10,44$, $\chi_2 = 5,70$); 2 — известняки инзерской свиты ($t = 836$ млн лет, $\mu_2 = 10,40$, $\chi_2 = 4,35$); 3 — известняки бакальской свиты ($t = 1440$ млн лет, $\mu_2 = 10,16$, $\chi_2 = 4,30$); 4 — известняки саткинской свиты ($t = 1550$ млн лет, $\mu_2 = 10,06$, $\chi_2 = 5,36$); 5 — магнезиты саткинской свиты, Карагайский участок ($t = 1370$ млн лет, $\mu_2 = 9,76$, $\chi_2 = 5,25$); 6 — магнезиты саткинской свиты, Паленихинский участок ($t = 1360$ млн лет, $\mu_2 = 9,67$, $\chi_2 = 4,80$); 7 — магнезиты бакальской свиты ($t = 1360$ млн лет, $\mu_2 = 9,40$, $\chi_2 = 5,40$)

4.6.3. Осадочные фосфориты

Основным минералом-геохронометром в осадочных фосфоритах является апатит (Альтшуллер, 1977; Овчинникова и др., 1993; Varfod et al., 2002; Chen et al., 2004; Weissbrod et al., 1987; Berger, Braun, 1997). Осадочные апатиты, так же как и карбонатные минералы, могут кристаллизоваться в осадке на стадии седиментации или раннего диагенеза при низких температурах. В случае отсутствия эпигенетического нарушения первичной изотопной системы апатитов к ним применимы вычисления, предложенные нами для

осадочных карбонатов. Разрез рифея Южного Урала дает нам материал для построения аналогичных моделей.

Фосфоритовые конкреции широко развиты в отложениях углеродистых сланцев зигазино-комаровской свиты юрматинской серии среднего рифея на западном склоне Южного Урала (Стратотип рифея, 1983). Рассчитанный изотопный состав первичного Pb фосфоритовых конкреций зигазино-комаровской свиты, Pb-Pb возраст которых равен 1330 ± 20 млн лет (Овчинникова и др., 2013), попадает на кривую эволюции Pb со значением $\mu_2 = 9,59$ (рис. 145). Величина $\mu_2 = 9,59$ значимо ниже, чем для рассмотренных выше рифейских карбонатных пород и ниже среднего значения для силикатной оболочки Земли (9,738). Это свидетельствует о том, что размываемые в то время породы могли содержать компоненту свинца мантийного происхождения. По изотопному составу первичного Pb фосфориты зигазино-комаровской свиты наиболее близки полевым шпатам основных магматических пород Бердяушского массива (рис. 145), возраст которого по цирконам близок к возрасту фосфоритов зигазино-комаровской свиты и равен 1370 млн лет (Ронкин и др., 2007; 2015).

Проведенные изотопно-геохимические (Nd, Sr, Pb) и геохимические исследования этого массива свидетельствуют о том, что источником основных пород массива явилось главным образом вещество сублитосферного деплетированного мантийного источника, в той или иной мере контаминированное веществом древнего корового (литосферного) компонента, по всей видимости претерпевшего гранулитовый метаморфизм (Ларин, 2011). Участие этого вещества в качестве источника сноса в бассейны осадконакопления среднерифейского возраста могло бы привести к формированию пород с Pb-изотопными характеристиками первичного свинца фосфоритов зигазино-комаровской свиты. Однако объемы пород основного состава Бердяушского плутона настолько ничтожны, что рассмотрение их в качестве подобного источника не представляется реалистичным. С другой стороны, практически одновременно со становлением Бердяушского массива, на современной территории Южного Урала происходило формирование крупных рифтовых бассейнов (Носова и др., 2012). С этим среднерифейским импульсом (машакское время) связано формирование линейных протяженных (до 200 км) зон базальт-риолитового вулканизма на Южном Урале. С вулканидами машакской серии ассоциируют также расслоенные интрузии перидотит-пироксенит-норитовой формации и рой даек габбро-диабазового и диабаз-пикритового состава. В отличие от типично континентального вулканизма раннерифейского времени, вулканизм машакского времени близок к красноморскому (Карстен и др., 1997) и формировался в условиях значительного литосферного растяжения.

В составе вулканических толщ, мощность которых достигает 2500 м, явно доминируют породы основного состава. Машакское событие, произошедшее около 1383 ± 3 млн лет (*Каснобаев и др.*, 2013), проявилось в кристаллическом фундаменте Восточно-Европейской платформы на громадной площади (более 500 000 км²) от Южного Урала до Тиммана. Геохимическое и изотопное сходство вулканитов машакской серии и пород Бердяшского массива, а также пространственно-возрастная их сопряженность свидетельствуют, скорее всего, об их когенетичности (*Ларин*, 2011).

Изотопный состав Nd базальтов машакской свиты и основных пород Бердяшского массива отличается повышенной радиогенностью (*Ларин*, 2011; *Носова и др.*, 2012), что свидетельствует о деплетированном (астеносферном) характере мантийного источника этих пород и о малой степени контаминированности коровым веществом. Учитывая когенетичный характер образований Бердяшского массива и машакской свиты, мы вправе предположить, что они близки и по изотопному составу свинца. Объемы вулканических пород машакской свиты были весьма значительны и количество материала, которое могло разрушаться в ходе эрозии и сноситься в бассейны осадконакопления среднерифейского возраста, также могло быть весьма значительным. Именно это могло повлиять на изотопный состав первичного свинца в фосфоритах зигазино-комаровской свиты.

Полученные нами данные свидетельствуют о том, что в Уральском седиментационном бассейне на протяжении большей части раннего и позднего рифея (данные по саткинской, бакальской и инзерской свитам) преобладал материал древних коровых пород, близкий по составу к архейским породам Тараташского комплекса. Лишь в начале среднего рифея в этот палеобассейн кратковременно поступал ювенильный материал, что свидетельствует о незначительном влиянии рифтогенных процессов на состав осадочного вещества. В позднем рифее вновь преобладал размытый в основном древних пород Тараташского комплекса. Данные не противоречат предположению Маслова и др. (*Маслов и др.*, 2003) о незначительном в целом влиянии связанного с рифтогенезом магматизма на процессы седиментогенеза в интервале 1,65–0,65 млрд лет назад в области сочленения Русской платформы и Южного Урала.

4.6.4. Магнетиты

Магнетит, как многие карбонатные минералы, кристаллизуется из растворов в ходе преобразования вещества в сложных системах. Кристаллизация магнетита возможна как в ходе низкотемпературных осадочно-диагенетических процессов, так и в результате высокотемпературного метасоматоза. Как уже было сказано, изотопный состав свинца минера-

ла представляет собой смесь двух генетически различных типов. Из них радиогенный Pb, накопленный со времени его образования из U *in situ*, соответствует возрасту, а изотопный состав первичного Pb, попавшего в минерал из флюида при формировании минерала, фиксирует параметры (соотношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = \mu$ и $\kappa = ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$) свинца, привнесенного формирующим флюидом, т. е. несет генетическую информацию.

Разрез рифея западного склона Южного Урала содержит крупные пластообразные тела магнетита, заключенные в осадочных карбонатных породах нижнерифейских саткинской и бакальской свит (*Маслов и др.*, 2001; *Крупенин, Кольцов*, 2017). По петрологическим и изотопно-геохимическим данным магнетит имеет метасоматическое происхождение (*Кузнецов и др.*, 2007; *Крупенин и др.*, 2013; *Крупенин, Кольцов*, 2017). Температура гомогенизации газовой-жидких включений магнетитов высокая и достигает 300–400 °C, при этом отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в саткинских (0,7148–0,7179) и бакальских (0,7110–0,7183) магнетитах значительно выше, чем это отношение в морской воде раннего рифея — 0,70460–0,70490 (*Кузнецов и др.*, 2008).

Вычисленный Pb-Pb возраст магнетитов, а также рассчитанные значения изотопного состава первичного свинца (*Овчинникова и др.*, 2014; 2015; 2016; *Васильева и др.*, 2016) приведены в табл. 40 и на рис. 147. Для магнетитов карагайской залежи саткинской свиты эти значения равны, соответственно, 1370 ± 80 млн лет (*Овчинникова и др.*, 2014), для магнетитов Паленихинской залежи саткинской свиты — 1360 ± 60 млн лет (*Овчинникова и др.*, 2016), а для магнетитов бакальской свиты — 1360 ± 20 (*Овчинникова и др.*, 2015). Рассчитанные модельные характеристики первичного Pb магнетитов в терминах 1-й стадии модели Стейси и Крамерса равны: $\mu_2 = 9,76 \pm 0,15$ и $\kappa_2 = 5,25 \pm 0,23$ (карагайская залежь), $\mu_2 = 9,67 \pm 0,13$ и $\kappa_2 = 4,8 \pm 0,20$ (паленихинская залежь), а для магнетитов Бакальского месторождения $\mu_2 = 9,39 \pm 0,10$ и $\kappa_2 = 5,40 \pm 0,44$.

Совпадение полученных результатов дает основание полагать, что процессы формирования магнетитовых тел на Саткинском и Бакальском месторождениях были практически одновременными и вызванными одним и тем же геологическим событием на Южном Урале.

Рассчитанные значения μ_2 для первичного Pb для магнетитов саткинской ($9,76 \pm 0,07$ и $9,67 \pm 0,10$) и бакальской свит ($9,39 \pm 0,06$) относительно низкие и попадают в область изотопных характеристик базальтов и липаритов машакской свиты и комагматичных бердяшских интрузий (рис. 147). Это предполагает, что во флюиде, формировавшем магнетит 1360 – 1370 млн лет назад, присутствовал Pb, имеющий примесь мантийного вещества. В это время на Южном Урале, как уже упоминалось, происходило излияние вулканитов машакской свиты и внедрение комагматичных

бердяушских интрузий, и в верхнюю кору поступало большое количество глубинного ювенильного вещества.

На рис. 147 видно, что Pb-изотопные характеристики вмещающих осадочных карбонатных пород саткинской и бакальской свит значительно выше ($10,44 \pm 0,02$ и $10,16 \pm 0,04$ соответственно). Это свидетельствует о древнем коровом источнике Pb в осадках, вероятно сформировавшихся при участии докембрийских пород Тараташского комплекса, размывавшегося в то время. На рис. 147 показана кривая эволюции Pb мантии в терминах модели «Плюмботектоника» (Zartman, Doe, 1981). Видно, что точки изотопного состава первичного свинца магнетитов находятся на тренде

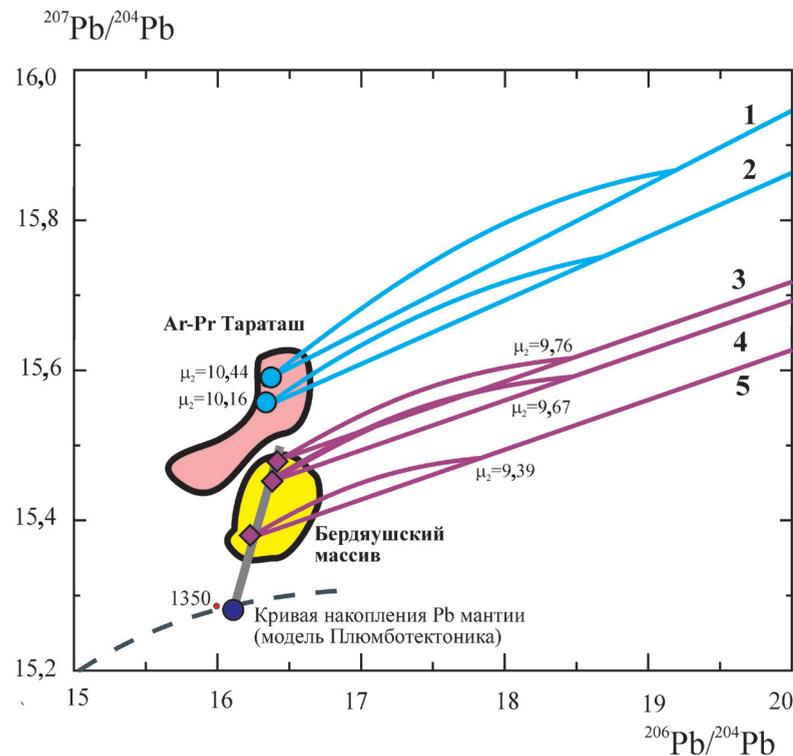


Рис. 147. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для рассчитанных значений изотопного состава первичного Pb известняков, доломитов и магнетитовых отложений саткинской и бакальской свиты Башкирского антиклинория Южного Урала.

Условные обозначения: розовое поле — изотопные отношения Pb чарнокитов Тараташского комплекса на 1550 млн лет; желтое поле — изотопные отношения Pb полевых шпатов основных пород Бердяушского массива; пунктирная кривая — кривая накопления Pb мантии (модель Плюмботектоника); 1 — доломиты саткинской свиты ($t = 1540$ млн лет, $\mu_2 = 10,44$); 2 — известняки бакальской свиты ($t = 1440$ млн лет, $\mu_2 = 10,16$); 3 — магнетиты саткинской свиты, Карагайский участок ($t = 1370$ млн лет, $\mu_2 = 9,76$); 4 — магнетиты саткинской свиты, Паленихинский участок ($t = 1360$ млн лет, $\mu_2 = 9,67$); 5 — магнетиты бакальской свиты ($t = 1360$ млн лет, $\mu_2 = 9,40$)

смешения первичного свинца осадочных карбонатов саткинской и бакальской свит и мантии во время 1350–1380 млн лет. Отсюда можно предположить, что исследованные магнетиты были сформированы при привносе мантийного флюида. Следовательно, с большой долей вероятности они имеют метасоматическое происхождение, которое по времени совпадает с машакским рифтогенным событием. На рис. 146 точки μ_2 и κ_2 магнетитов расположены в IV квадранте, где находятся породы с низкими значениями μ_2 и высокими κ_2 . Более высокое значение κ_2 не противоречит изотопному свинцу полевых шпатов Бердяушского плутона, который содержит примесное вещество древнего фундамента — Тараташ.

4.6.5. Выводы

Рассмотренная здесь модель эволюции Pb Стейси — Крамерса может быть применена для оценки изотопного состава и происхождения первичного Pb осадочных карбонатов, метасоматических карбонатных пород и осадочных фосфоритов. Расчет параметров первичного Pb (μ_2 , κ_2 , изотопный состав) проведен в рамках первой стадии этой модели.

Параметры первичного свинца рифейских осадочных карбонатов и фосфоритов Южного Урала характеризуют геодинамическую обстановку и преобладающий состав пород в области размыва. Так, в уральском седиментационном бассейне на протяжении большей части раннего и позднего рифея (бурзянское и каратавское время) преобладал материал древних коровых пород, близкий по составу к архейским породам Тараташского комплекса и породам фундамента Восточно-Европейской платформы. Лишь в начале среднего рифея (зигазино-комаровское время) в этот палеобассейн кратковременно поступал ювенильный материал, что свидетельствует о незначительном влиянии рифтогенеза на геохимический состав вод палеобассейна.

Рассчитанные характеристики первичного Pb магнетитов нижнерифейских саткинской и бакальской свит Южного Урала отличаются от этих характеристик вмещающих карбонатов. Формирование метасоматических магнетитов сопровождалось привносом мантийного материала, вероятно связанного с флюидами, генерированными во время машакского рифтогенного события.

4.7. ИЗОТОПНЫЕ (Nd, Pb) ИСТОЧНИКИ ГРАНИТОИДОВ ХАНГАЙСКОГО БАТОЛИТА И ИХ СВЯЗЬ С КОРООБРАЗУЮЩИМИ СОБЫТИЯМИ В ТЕРРЕЙНАХ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Проблемы формирования и эволюции континентальной коры в ходе ее геологической истории остаются одними из наименее разработанных в геологии. Можно более или менее определенно говорить о времени возникновения того или иного блока континентальной коры, а также о рубежах его геологической истории, определяемых процессами складчатости, метаморфизма и магматизма. Но эти преимущественно геологические данные мало что дают для понимания структурных и вещественных преобразований, которым подвергается кора в результате таких процессов. Для того чтобы оценить состав коры и его изменения в геологическом времени, применяются разные методы и подходы, среди которых наиболее эффективными остаются методы изотопно-геохимических исследований, прежде всего Sm-Nd и Lu-Hf изотопных систем. Полученные на их основе данные позволяют оценить изотопный состав и модельный возраст пород коры, а также характеристики их источников. Другие изотопные системы в подобных исследованиях применяются существенно реже. В частности, это относится к Pb-Pb изотопной системе, популярной при изучении механизмов рудообразования, но редко применяемой для характеристики корообразующих процессов. Это связано с рядом существенных ее ограничений, в том числе с отсутствием единых представлений о характере эволюции изотопного состава свинца в корообразующем резервуаре — верхней мантии, а также со слабой устойчивостью U-Pb изотопной системы в большинстве породообразующих минералов к наложенным воздействиям. К таким ограничениям можно отнести и сложный характер эволюции изотопного состава Pb в континентальной коре, на который, в отличие от изотопного состава Nd, существенное влияние оказывают все последующие процессы вещественного преобразования континентальной коры, прежде всего магматизм и региональный метаморфизм. Однако именно это свойство свинцовой системы в сочетании с данными по другим изотопным системам открывает возможность для изучения природы источников коры и вещественных изменений последней в процессе ее формирования.

В представленной работе на основе результатов изучения изотопного состава Nd и Pb в гранитоидах Хангайского батолита рассмотрены вопросы об особенностях эволюции вмещающей его континентальной коры.

4.7.1. Геологическая характеристика

Хангайский батолит (рис. 148) является крупнейшим (>150 тыс. км²) скоплением гранитных плутонов, возникших в Центральной Азии в поздней перми — раннем триасе в интервале времени между 270 и 240 млн лет назад. Его выходы распространены на площади около 150 000 км², при этом он характеризуется исключительно большими объемами, по геофизическим данным достигающими 1,0 млн км³ (Турутанов и др., 2007). Батолит в основном сложен гранитами нормального ряда щелочности (Федорова, 1977), объединяемыми в хангайский комплекс (или гранодиорит-гранитовую формацию), меньше распространены субщелочные граниты, представляющие шараусгольский комплекс (или гранит-лейкогранитовую формацию) и еще более ограничено — щелочные граниты. Проведенные нами исследования (Ярмолюк и др., 2016) показали, что геохимические характеристики гранитоидов Хангайского батолита имеют большое сходство

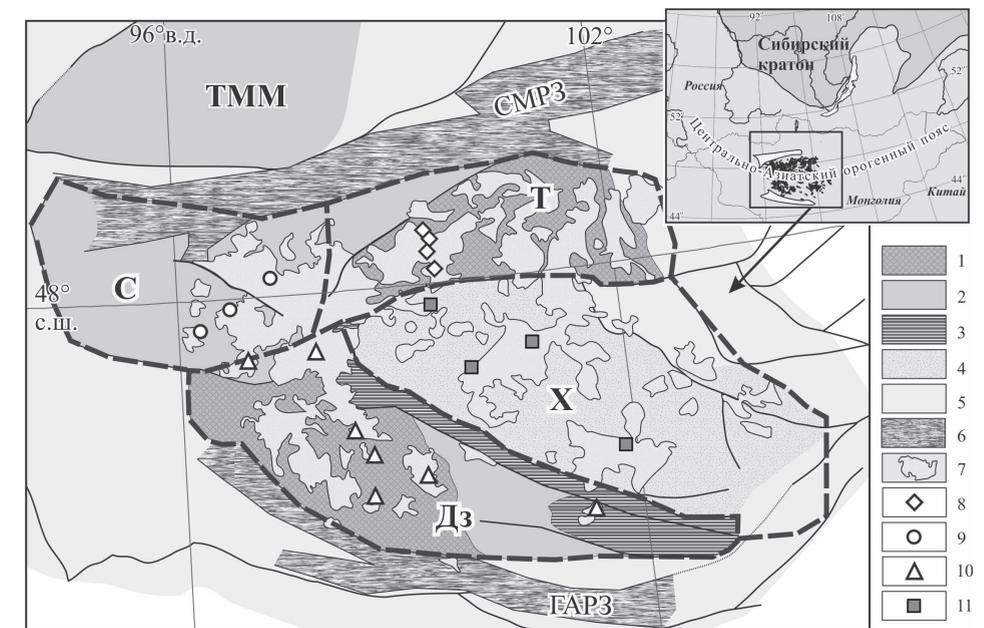


Рис. 148. Схема тектонического районирования континентальной коры Хангайского региона.

1–5 — разновозрастные структуры континентальной коры: 1 — палеопротерозойские, 2 — раннепротерозойские, 3 — позднепротерозойские–раннепалеозойские, 4 — средне–позднепалеозойские, 5 — раннепалеозойские; 6 — рифтовые зоны (СМРЗ — Северо-Монгольская, ГАРЗ — Гоби-Алтайская); 7 — граниты Хангайского батолита; 8–11 — места отбора проб гранитоидов в блоках: 8 — Тарбагатайском (Т), 9 — Сонгинском (С), 10 — Дзабханском (Дз), 11 — Хангайском прогибе (Х). На врезке показано положение региона в пределах Центрально-Азиатского орогенного пояса

с составом вмещающей его континентальной коры. Соответствующие связи устанавливаются, в частности, на основе Nd изотопных данных, согласно которым составы гранитов в значительной степени заимствуют коровую составляющую.

В дополнение к этому следует отметить, что батолит является составной частью более крупной Хангайской зонально построенной магматической области, включающей также рифтовые зоны, обрамляющие батолит с севера и юга (Ярмолюк и др., 2016). Состав рифтогенных магматических ассоциаций определяют бимодальные базальт-трахит-командитовые (пантеллеритовые) или существенно базальтовые (щелочно-базальтоидные) вулканические ассоциации. Среди интрузивных пород преобладают щелочные сиениты и граниты, граносиениты и лейкограниты. Источники мантийных магм в определенной степени повлияли и на состав пород батолита (рис. 149), обеспечив присутствие в его строении синплутонических габброидов, гибридных диоритов и монзонитоидов, граносиенитов и щелочных гранитов. Участие коровых и мантийных магм в образовании бато-

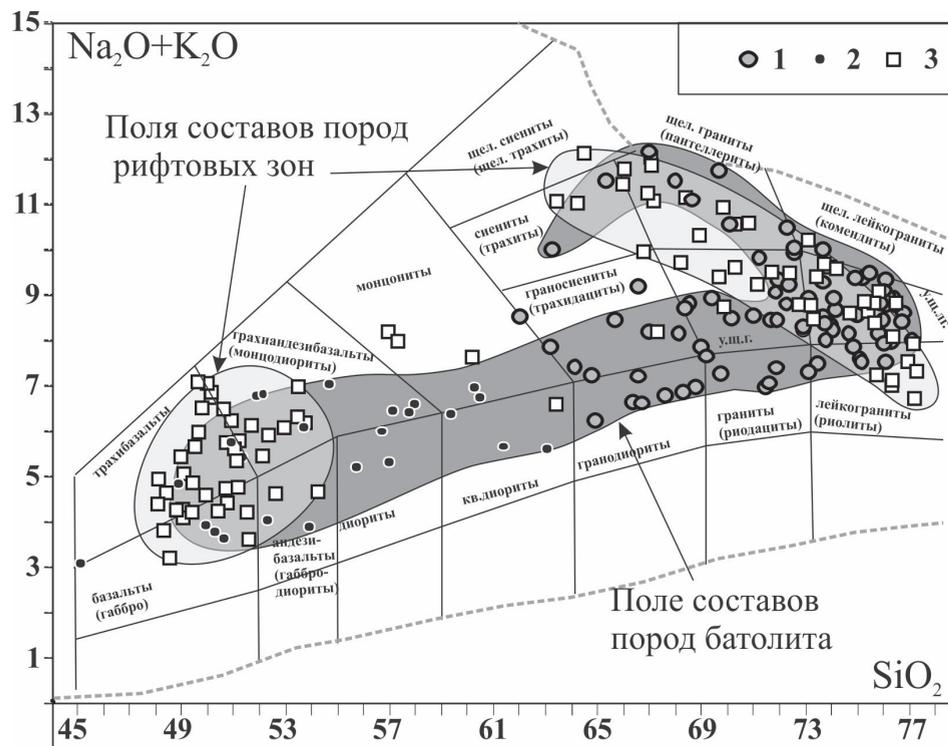


Рис. 149. Составы пород Хангайской магматической области на классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$. 1–2 — породы батолита: 1 — гранитоиды, 2 — синплутонические дайки; 3 — породы рифтовых зон. Штриховой линией ограничена область составов магматических пород

лита хорошо иллюстрируется изотопным составом Nd гранитоидов (рис. 150). Его вариации происходят в диапазоне значений от $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +2$, свойственных породам рифтогенных ассоциаций и характеризующих мантийный источник, до $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -16$, которые соответствуют изотопному составу наиболее древних пород Хангайской группы террейнов.

Взаимодействие мантийных и коровых источников при формировании батолита было рассмотрено в рамках модели, связывающей его возникновение с плавлением коры над мантийным плюмом (Ярмолюк и др., 2016). Происходившее при этом частичное смешение мантийных и анатектических магм в конечном счете определило варьирующие геохимические и изотопные характеристики гранитоидов батолита. В этой модели состав мантийного источника рассматривался как более или менее однородный, соответствующий источнику базальтов рифтового обрамления батолита, тогда как коровый источник являлся существенно разнородным как по составу, так и по времени его формирования (рис. 150). Действительно, территория, занятая Хангайским батолитом, в геологическом отношении отвечает Хангайской группе докембрийских террейнов, включающих блоки раннедокембрийской коры (Дзабханский и Тарбагатайский), а также

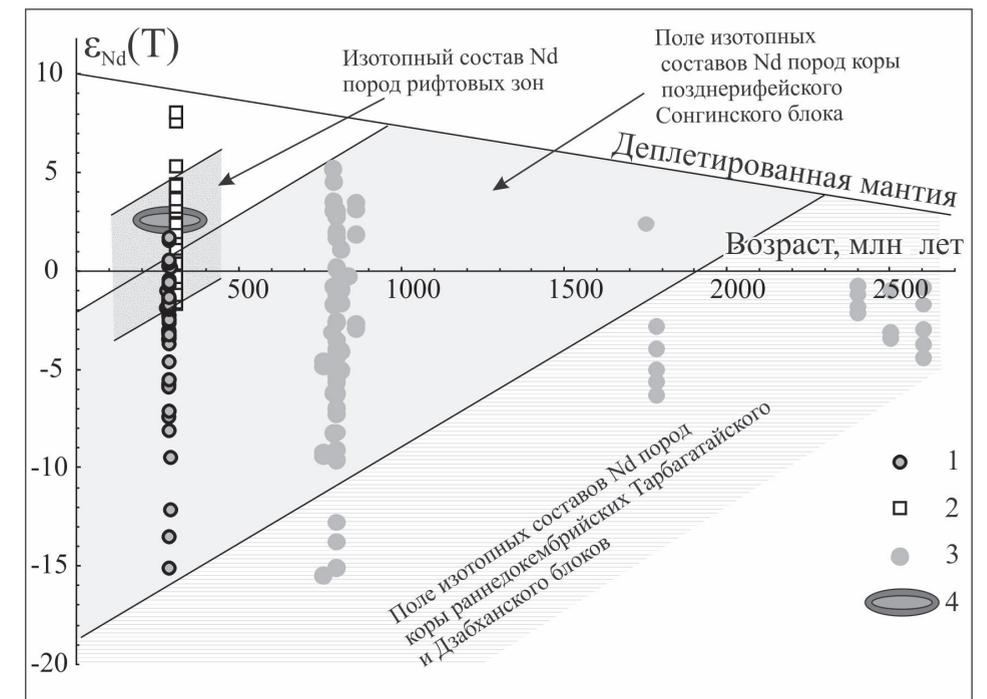


Рис. 150. Изотопный состав Nd пород Хангайской магматической области. 1 — породы батолита; 2 — породы рифтовых зон; 3 — породы вмещающей коры; 4 — средний состав высоко-Ti базальта рифтовых зон

ранне- и позднепротерозойские структуры, в том числе крупного Сонгинского блока, развитые по обрамлению раннедокембрийских блоков и сшивающие их (Козаков и др., 2007; 2011; 2013). Осевая зона этой группы террейнов осложнена Хангайским прогибом, который выполнен вулканогенно-кремнистыми комплексами девона и терригенными отложениями раннего и среднего карбона (Федорова, 1977; Тектоника..., 1974). Эти геологические данные определенно свидетельствуют о гетерогенности коры Хангайской группы террейнов и хорошо согласуются с различиями в Nd изотопном составе пород из разных террейнов (Ярмолюк и др., 2016).

Для более детальной расшифровки состава коры соответствующих структур и механизмов ее формирования нами была использована Pb-Pb изотопная система. Параметры состава коры при этом были оценены на основе данных об изотопном составе продуктов ее плавления — различных по составу гранитоидов. Граниты Хангайского батолита сформировались в постколизийный — анорогенный этап развития коры Центрально-Азиатского орогенного пояса, соответственно, эти породы не вовлекались в деформационные процессы, которые влияют на частичное преобразование минерального и химического состава пород и, как следствие, вызывают нарушение в них изотопных систем. Следовательно, отсутствие таких преобразований предполагает максимальную сохранность Pb-Pb изотопной системы, а стало быть, полученные результаты изучения Pb изотопной систематики гранитов Хангайского батолита можно считать надежными.

4.7.2. Методы и подходы

В основе методологического подхода изотопных исследований большинства работ лежит изучение валового изотопного состава свинца и U/Pb отношения пород, по которому проводилась поправка на радиогенный компонент. Вместе с тем, в силу высокой подвижности урана, отношение U/Pb подвержено нарушению даже при незначительных воздействиях на породу, сопряженных с циркуляцией растворов. В связи с этим имеющиеся данные о первичных изотопных характеристиках свинца в породах герцинид ЦАСП демонстрируют, за небольшим исключением, существенный разброс, осложняющий оценку изотопных характеристик свинца в источнике герцинид. В связи с этим нами была использована методика определения изотопного состава свинца в калиевых полевых шпатах, выделенных из гранитоидов, с предварительным кислотным выщелачиванием этих минералов с целью удаления продуктов посткристаллизационного изменения минералов, несущих в себе измененные характеристики изотопного состава свинца.

Еще одной проблемой, осложняющей изучение изотопных характеристик свинца в источниках пород, является невысокая точность определения изотопного состава свинца традиционным масс-спектрометрическим методом TIMS. Точность оценки традиционным методом, связанная с неопределенностью коэффициента дискриминации масс, составляет порядка 0,1 %. В последние десятилетия получили развитие методики с использованием двойного или тройного изотопного трассера с обогащенным содержанием нескольких изотопов относительно их природного содержания, позволяющие значительно увеличить точность оценки изотопного состава свинца в природных объектах. Нами была использована методика двойного изотопного разбавления с двойным изотопным индикатором ^{204}Pb - ^{207}Pb (Мельников, 2003). Точность оценки изотопного состава свинца с применением указанной методики в природных образцах оценивалась путем многократного (11 анализов) определения изотопного состава свинца в международном стандарте BCR-2. Статистические расчеты показали, что точность определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ составляет порядка 0,02 %.

4.7.3. Объекты исследования

Объектами изотопно-геохимических исследований стали породы 16 гранитоидных массивов Хангайского батолита. Сведения о составе этих пород и их положении в строении батолита приведены в табл. 41 и на рис. 148. По своему химическому составу породы этих массивов варьируют от гранодиоритов нормального ряда до щелочных гранитов, отвечая обоим главным магматическим комплексам батолита — хангайскому и шараусгольскому (Ярмолюк и др., 2016). Особенности их состава, так или иначе, отражают характеристики вмещающей их коры, поэтому ниже приведены краткие сведения об основных этапах ее формирования в различных участках Хангайской группы террейнов, а также о формационной принадлежности тех массивов, породы которых были изучены.

Тарбагатайский блок. Согласно данным (Козаков и др., 2011; Kroner et al., 2015), в строении Тарбагатайского блока выделяются палеопротерозойский идерский и неопротерозойский джаргалантский структурно-вещественные комплексы. Идерский комплекс сложен гнейсами, мигматитами и гнейсо-гранитами с возрастом 2219 млн лет (Козаков и др., 2011), которые прорваны габбро-анортозитами Мустулинского и Хунжилингольского массивов с возрастом 1784 млн лет. Нижняя возрастная граница идерского комплекса на основе данных о двустадийном модельном Sm-Nd изотопном возрасте его пород $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ определена в 3,0–2,8 млрд лет (Козаков

и др., 2011). С этой оценкой согласуется модельный Hf изотопный возраст цирконов из этих же пород — 3,23–2,69 млрд лет (Kroner et al., 2015). Наиболее древние оценки возраста U-Pb методом по ядрам цирконов из эндербитов и дерского комплекса отвечают 2546 млн лет. Джаргалантский комплекс сложен роговообманковыми кристаллическими сланцами и биотитовыми гнейсами, переслаивающимися с мраморами. Верхняя возрастная граница комплекса оценивается в 810 млн лет (Козаков и др., 2011).

В пределах Тарбагатайского блока были изучены граниты ряда массивов, прорывающие породы палеопротерозойского и дерского комплекса и позднепалеопротерозойские анортозиты. Это массивы Дарханулинский (ХАН-06/6), Джаргалантский (ХАН-06/23), Орохындабинский (ХАН-06/16) и Тоингольского (ХАН-06/19). Для трех из этих массивов имеются возрастные оценки (в млн лет): для Дарханулинского — 267, Джаргалантского — 246 и Орохындабинского — 257 (Ярмолюк и др., 2016). Дарханулинский и Джаргалантский массивы сложены субщелочными и щелочными гранитами, отвечающими шараускольскому комплексу, Орохындабинский и Тоингольский — серыми порфировидными равномернозернистыми и директивными биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами, характерными для массивов хангайского комплекса.

Сонгинский блок. Его строение определяют неопротерозойские метатерригенные и метавулканические породы, преобразованные в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Возраст раннего эпизода метаморфизма установлен в интервале 865–855 млн лет, позднего — около 800 млн лет назад (Козаков и др., 2013). Метаморфические породы прорываются постаккреционными субщелочными и нормальными гранитами, а также расслоенными габброидами, сформированными в интервале 797–780 млн лет (Козаков и др., 2014; Ярмолюк и др., 2017). Модельные оценки Nd изотопного возраста метатерригенных и метавулканических комплексов Дзабхан-Мандалской зоны, в пределах которой сосредоточены изученные нами граниты, отвечают интервалу 1000–1800 млрд лет (Козаков и др., 2014; Ярмолюк и др., 2017).

Объектами исследования в пределах Сонгинского блока стали массивы Ханджаргалантский (ХАН-07/27), Дурэлджийн-Дабинский (ХАН-14/2) и Ушгинулинский (ХАН-14/1). Для Ханджаргалантского получена возрастная оценка 268 млн лет (Ярмолюк и др., 2016). Эта группа массивов отвечает шараускольскому комплексу, в их строении преобладают красные и розовато-сиреневые биотитовые граносиениты и граниты, а также щелочно-полевошпатовые граниты.

Дзабханский микроконтинент выделяется широким распространением раннедокембрийских метаморфических пород. Ядром его структуры

является Байдарикский блок, в пределах которого установлены наиболее древние из известных в строении Центрально-Азиатского орогенного пояса метаморфические породы с возрастом 2,8 млрд лет (Козаков и др., 2007). В строении блока участвует тоналит-трондьемитовая ассоциация с возрастом 2646 млн лет (Митрофанов и др., 1985). Структурные и метаморфические преобразования пород этого блока протекали около 2,44 млрд лет назад в условиях гранулитовой фации (Козаков и др., 2007), а также 1,8 млрд лет назад — в условиях амфиболитовой фации. Значения модельного Sm-Nd возраста, полученные для метаморфических пород Байдарикского блока, отвечают интервалу 3,3–1,8 млрд лет.

Западная часть Дзабханского микроконтинента перекрыта чехлом раннепротерозойских (800–755 млн лет) вулканических пород Дзабханской серии, что затрудняет оценку состава и строения развитой там коры. Однако изотопные характеристики вулканитов указывают на наличие в области их плавления палеопротерозойской коры ($T_{Nd}(DM-2st) = 2,2–2,7$ млрд лет) (Ярмолюк и др., 2017). В центральной и восточной частях микроконтинента широко проявились неопротерозойские и раннепалеозойские корообразующие процессы, связанные с аккрецией офиолитовых и островодужных комплексов Баянхонгорской зоны (Коваленко и др., 2005; Терентьева и др., 2008; Buchan et al., 2001), островодужных и окраинно-континентальных комплексов Тацаингольского блока (Козаков и др., 2008), а также островодужных комплексов Хан-Тайширской зоны (Гибшер и др., 2001). Соответственно, в плане тектонического развития Дзабханский микроконтинент представляет гетерогенный наиболее сложно построенный фрагмент Хангайской группы террейнов.

В пределах Дзабханского микроконтинента изотопные исследования были выполнены по породам массивов: Баянбулагского (ХАН-09/42), Буянтгольского (ХАН-09/40), Хурэмаларского (ХАН-07/8), Цаган-Хаирханского (ХАН-09/35) и сателлита Бу-Цаганского (ХАН-07/7). Среди этих гранитов изотопный U-Pb возраст установлен для пород Баянбулагского и Буянтгольского массивов (260 и 258 млн лет соответственно) (Ярмолюк и др., 2016). Возрастная позиция других массивов оценена по формационному сходству их пород с массивами, имеющими возрастные оценки. Среди изученных массивов хангайскому комплексу соответствуют породы Баянбулагского, Буянтгольского массивов. В составе этих массивов преобладают светло-серые амфибол-биотитовые и биотитовые тоналиты, гранодиориты, кварцевые монзониты и граниты, типичные для этого магматического комплекса. Шараускольскому комплексу соответствуют породы Цаганхаирханского, Хурэмаларского и сателлита Бу-Цаганского массивов. В их составе преобладают породы субщелочного ряда — монцограниты,

граносиениты и щелочно-полевошпатовые лейкограниты. Кроме указанных массивов для характеристики восточной части Дзабханского микроконтинента были привлечены Pb и Nd изотопные данные по гранитам массивов среднего течения Байдраг-Гола (обр. 4358, 4359) и среднего течения Тацын-Гола (обр. 182-2, 182-4, 184-6) (рис. 148) (Ранний докембрий Центрально-Азиатского..., 1993).

Хангайский прогиб. Представляет крупную структуру, расположенную между Тарбагатайским блоком и Дзабханским микроконтинентом. Прогиб выполнен вулканогенно-кремнистыми комплексами девона и терригенными отложениями раннего и среднего карбона, выделяемыми так же, как хангайская серия (Федорова, 1977; Тектоника..., 1974). Фундамент его неизвестен.

В пределах прогиба были изучены массивы Эгиндабинский (ХАН-06/1), Тацингольский (ХАН-09/46), Шивэртииннуринский (ХАН-09/47) и Улдзийтулинский (ХАН 11/13). Все эти массивы сложены биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранодиоритами и гранитами, типичными для массивов Хангайского комплекса. Для двух из них — Эгиндабинского и Тацингольского имеются возрастные оценки (246 и 253 млн лет соответственно) (Ярмолюк и др., 2016), подтверждающие принадлежность этих массивов Хангайскому батолиту.

4.7.4. Изотопные исследования

Изотопные характеристики свинца гранитоидов определялись по калиевым полевым шпатам — порообразующим для этих пород. Это диктовалось тем, что полевые шпаты отличаются относительно высоким содержанием Pb и низкими содержаниями U и Th. Такие геохимические особенности полевых шпатов обеспечивают получение первичных изотопных характеристик в источнике этих пород, т. к. эффект влияния вариаций U/Pb на соответствующие оценки является несущественным. Это позволило при характеристике свинцовой изотопной системы использовать также отношение $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, которое практически сохраняется первичным ввиду пренебрежительно малых добавок радиогенного изотопа ^{208}Pb .

Аналитическая процедура изучения полевых шпатов предусматривала сперва предварительное кислотное выщелачивание с целью удаления продуктов вторичных изменений, а затем изотопное исследование очищенного остатка, которое проводилось в ИГГД РАН по методике, описанной в работе (Овчинникова и др., 2009).

Химическое выделение Pb и U из пород проводилось по стандартной методике на анионно-обменной смоле Bio-RadAG 1-X8 в растворах кислот HBr

и HCl (Manhes et al., 1984). Изотопный анализ Pb и U выполнялся на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT261 в режиме одновременной регистрации ионных токов исследуемых элементов с погрешностью внутри опыта 0,01 % (2σ). Изотопный состав Pb и U измерялся в одноленточном режиме на рениевых испарителях. Для измерений использовался силикатный эмиттер в смеси с H_3PO_4 . Общий уровень лабораторного загрязнения Pb и U не превышал 0,1 и 0,01 нг соответственно. Поправка изотопных отношений Pb на фракционирование проводилась по методике двойного изотопного разбавления с использованием трассера ^{235}U - ^{204}Pb - ^{207}Pb (Мельников, 2005). Ошибки измерения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, определенные по серии параллельных анализов стандарта породы BCR-1, не превышают 0,03, 0,03 и 0,05 % соответственно.

4.7.5. Изотопные характеристики Pb и Nd гранитов

Изотопные составы Pb и Nd изученных гранитоидов представлены в табл. 42 и на диаграммах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $e_{\text{Nd}}(\text{T})$ (рис. 151). Их вариации в каждом тектоническом блоке отличны, поэтому они будут рассмотрены отдельно.

Тарбагатайский блок. Изотопный состав Nd гранитоидов этого блока демонстрирует существенный разброс значений $e_{\text{Nd}}(\text{T})$ от $-1,6$ до $-15,1$, что, очевидно, обусловлено различной долей участия древнекорового вещества в их составе. На диаграмме в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $e_{\text{Nd}}(\text{T})$ (рис. 151, в) фигуративные точки гранитоидов образуют положительную корреляцию, согласно которой более низкие значения $e_{\text{Nd}}(\text{T})$ отвечают более низким отношениям $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Изотопные характеристики Pb (рис. 151, а, б) этих гранитоидов образуют линейные положительные тренды, отражающие также участие двух компонентов в их формировании. При этом один из компонентов, изотопные характеристики которого соответствуют левому нижнему окончанию тренда, характеризуется крайне примитивным изотопным составом Pb. Этому компоненту также соответствуют наиболее низкие значения $e_{\text{Nd}}(\text{T}) < -15,2$.

Второй компонент, изотопные характеристики которого отвечают правому верхнему окончанию тренда, характеризуется, соответственно, более радиогенным составом Pb и при этом более высоким значением $e_{\text{Nd}}(\text{T})$. Согласно результатам, полученным в (Ярмолюк и др., 2016), более высокие значения e_{Nd} характерны для гранитоидов батолита, формирование которых происходило либо при более высокой доле мантийного компонента, либо при участии ювенильного корового вещества. Соответственно, высокое значение $e_{\text{Nd}}(\text{T})$ во втором источнике мы связываем с его ювенильной природой.

Сонгинский блок. Изотопный состав Nd гранитоидов, локализованных в Сонгинском блоке, варьирует в интервале от +1,5 до -0,2 (рис. 151, е). Эти значения вполне укладываются в диапазон составов пород вмещающей коры ($\epsilon_{Nd}(260) = +3...-7$) (Ковач и др., 2013; Ярмолюк и др., 2017). Изотопные характеристики Pb в этих образцах характеризуются небольшим разбросом составов. На диаграммах в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 151, з, д) точки составов изученных образцов представляют собой линейные тренды, отражающие участие двух источников в их формировании. Один из них (левое нижнее окончание тренда), как и в случае гранитоидов в Тарбагатайском блоке, характеризуется примитивным изотопным составом Pb. Корреляционная зависимость отмечается также между значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $\epsilon_{Nd}(T)$ (рис. 151, е). Эти корреляции, очевидно, подтверждают участие в формировании гранитных расплавов двух источников, которые согласно изотопной Nd систематике пород Хангайского батолита (Ярмолюк и др., 2016) можно также определить как ювенильный и древнекоровый.

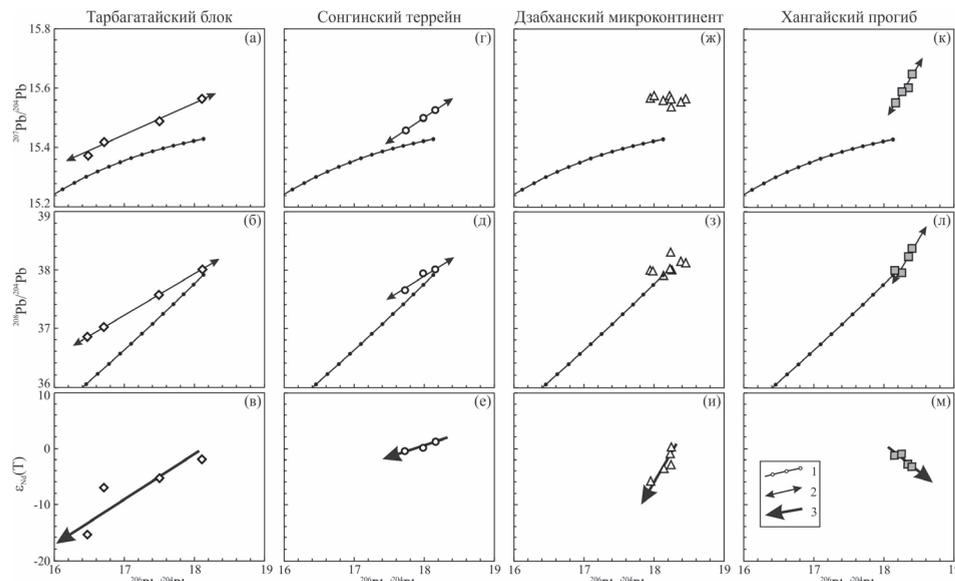


Рис. 151. Изотопный состав Pb и Nd гранитоидов Хангайского батолита, локализованных в пределах Тарбагатайского блока (а–в), Сонгинского террейна (г–е), Дзабханского микроконтинента (ж–и) и Хангайского прогиба (к–м).

1 — кривая изотопной эволюции деплетированной мантии согласно двустадийной модели Стейси-Крамера при $\mu = 9,0$, $k = 3,7$ проградированная с шагом 100 млн лет; 2 — тренды корреляции изотопного состава Pb гранитоидов; 3 — тренды корреляции изотопного состава Pb и Nd гранитоидов, стрелка направлена в сторону изотопно более зрелого обогащенного компонента. Величина $\epsilon_{Nd}(T)$ рассчитана для возраста 260 млн лет

Дзабханский микроконтинент. Значения $\epsilon_{Nd}(T)$ для пермских гранитоидов, расположенных в пределах Дзабханского микроконтинента, варьируют в интервале от +0,4 до -5,6 (рис. 151, и), что соответствует интервалу значений двустадийного модельного возраста $T_{Nd}(DM-2st) = 1,0-1,7$ млрд лет и согласуется с участием в строении блока раннедокембрийских пород. На диаграммах в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 151, ж, з) изотопные составы этих гранитоидов характеризуются разбросом значений, которые не укладываются в простую линейную зависимость и, таким образом, свидетельствуют об участии в их формировании более чем двух источников, прежде всего гетерогенной по составу коры. Действительно, кора микроконтинента формировалась и неоднократно преобразовывалась на протяжении палео- и неопротерозоя и раннего палеозоя. Этим, очевидно и обусловлена ее изотопная неоднородность. Тем не менее отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ гранитоидов в пределах микроконтинента ведет себя так же, как в гранитоидах других участков Хангая, — наиболее примитивным составам свинца соответствуют наиболее низкие значения величины $\epsilon_{Nd}(T)$ (рис. 151, и). Соответственно, можно распознать участие в их образовании по крайней мере двух источников: одного с раннедокембрийскими ($T_{Nd}(DM-2st) \geq 1,7$ млрд лет) модельными Nd изотопными характеристиками и второго — более молодого ($T_{Nd}(DM-2st) \leq 1,0$ млрд лет).

Хангайский прогиб. Для пород, выполняющих фундамент Хангайского прогиба, были получены Sm-Nd изотопные характеристики, отвечающие $\epsilon_{Nd}(T)$ от -5,3 до +2,9, $T_{Nd}(DM-2st) = 0,88-1,56$ млрд лет, что соответствует неопротерозойскому этапу корообразования. Pb-Pb изотопные составы гранитоидов, расположенных в пределах Хангайского прогиба, на диаграммах (рис. 151, к, л) формируют линейные тренды, которые отражают различную степень участия в их образовании двух разных источников. Однако в отличие от гранитов, локализованных в пределах древних кристаллических блоков, коровый источник гранитоидов Хангайского прогиба с более низкими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ характеризуется более радиогенным составом Pb (рис. 151, м), который отвечает изотопным параметрам, характерным для верхней континентальной коры (Kramers, Tolstikhin, 1997; Millot и др., 2004).

4.7.6. Обсуждение

Изотопные характеристики Pb и Nd в гранитах Хангайского батолита, локализованных в пределах древних кристаллических блоков (Тарбагатайский, Сонгинский, Дзабханский), указывают на то, что формирование гранитов определялось взаимодействием главным образом двух

контрастных по своим изотопным характеристикам источников. Их вклад в образование гранитов был неодинаков. Об этом свидетельствуют данные по изотопному составу Nd, который варьирует в породах в диапазоне величин $\epsilon_{Nd}(T) = -15,1...+1,5$ (рис. 150) и $T_{Nd}(DM-2st) = 2,30-0,92$ млрд лет. Соответствующие исследования пород батолита и рифтогенных ассоциаций в его обрамлении (Ярмолюк и др., 2016) позволили сделать ряд выводов о характере магматических источников, участвовавших в их образовании. Так, формирование гранитоидов с положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ было связано с ведущей ролью в магнообразовании мантийного (или ювенильного) источника, контролировавшего также магматизм рифтовых зон. Для гранитов с резко отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ было установлено их не только изотопное, но и геохимическое сходство с вмещающими породами (или коровым источником). Гранитоиды с промежуточными значениями величины $\epsilon_{Nd}(T)$ возникли в результате взаимодействия этих крайних источников.

Результаты исследования изотопного состава Pb в гранитах Хангайского батолита показали его хорошую согласованность с изотопным составом Nd (рис. 151). Применяя к выявленным зависимостям выводы, сделанные на основе Nd изотопной системы, можно в тех же терминах определить конечные компоненты, участвовавшие в формировании изотопного состава Pb в гранитоидах. Для их корового источника характерен менее радиогенный или примитивный изотопный состав Pb, а для ювенильного наоборот — более радиогенный. Примитивный изотопный состав Pb (низкое отношение $^{206}Pb/^{204}Pb$) предполагает низкое отношение U/Pb в коровом источнике гранитов, что типично для нижней континентальной коры.

Для характеристики Pb изотопного состава корового источника традиционно используют модельные параметры нижней или верхней континентальной коры, определенные на основе универсальных моделей плюмботектоники Зартмана и Доу (Zartman, Doe, 1981) или модели Крамерса и Толстикина (Kramers, Tolstikhin, 1997). В истории формирования и преобразования континентальной коры можно выделить два процесса, принципиально меняющих вещественный состав пород и отражающихся в их изотопных характеристиках Pb (рис. 152). Один из них — это образование ювенильной коры из мантии и другой — высокотемпературный метаморфизм (ультраметаморфизм) и сопровождающаяся дифференциация ювенильной континентальной коры на верхнюю и нижнюю кору. С каждым из этих процессов может быть связан отдельный этап в эволюции изотопного состава Pb в континентальной коре. Прежде всего, процесс формирования вещества континентальной коры связывается с плавлением мантии и океанической литосферы в зонах субдукции и с сопряженной с ним диффе-

ренциацией состава между реститом и продуктами плавления. В последних отношении U/Pb ($\mu = ^{238}U/^{204}Pb$) становится выше относительно мантийного источника, тогда как Th/U ($k = ^{232}Th/^{238}U$) отношение меняется слабо (Shirey et al., 2008). Соответственно, кривая эволюции свинца в ювенильной континентальной коре (ЮКК) на диаграмме $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{207}Pb/^{204}Pb$ будет находиться выше линии его эволюции в мантии (рис. 152, а) и близка к изотопной эволюции мантии в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{208}Pb/^{204}Pb$ (рис. 152, б).

Следующий важный процесс, изменяющий состав коры, связан с преобразованиями ее пород в условиях ультраметаморфизма. Он сопровождается частичным плавлением исходного субстрата и перемещением расплава вместе с летучими компонентами (H_2O , CO_2 и др.) в верхние горизонты литосферы. В итоге происходит дифференциация ювенильной континентальной коры на верхнюю (ВКК) и нижнюю (НКК) кору. В ходе такой дифференциации U ведет себя как высокомолекулярный элемент и активно выносится вместе с летучими компонентами и анатектическими расплавами из нижней континентальной коры в верхнюю. В результате в нижней коре отношение U/Pb понижается, а отношение Th/U повышается (рис. 152). В целом на таком поведении U, Th и Pb в геологических процессах основываются все модели эволюции свинца в земных резервуарах. С такими

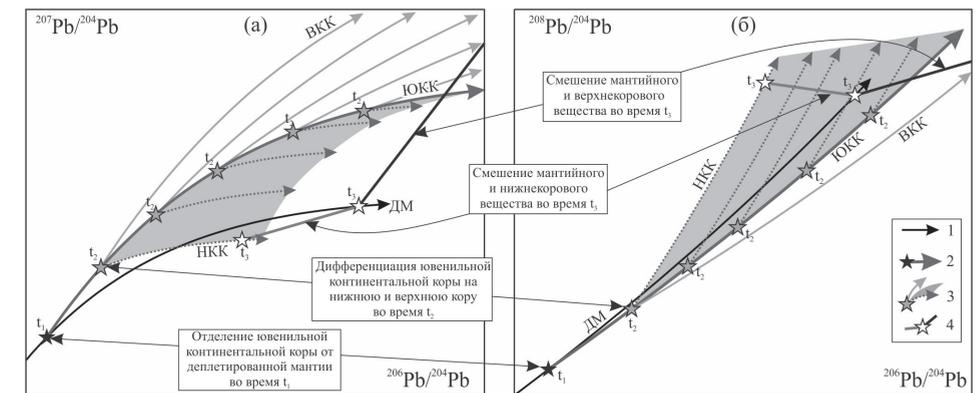


Рис. 152. Принципиальная схема изотопной эволюции Pb в мантийных и коровых резервуарах и формирования трендов смещения источников магматических пород на диаграммах $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{208}Pb/^{204}Pb$ (вне масштаба). 1 — изотопная эволюция деплетированной мантии (ДМ); 2 — формирование ювенильной континентальной коры (ЮКК) во время t_1 и ее дальнейшая изотопная эволюция; 3 — Дифференциация ювенильной континентальной коры на верхнюю (ВКК) и нижнюю (НКК) континентальную кору в различное время t_2 и их дальнейшая изотопная эволюция; полем показаны возможные вариации изотопных составов нижней континентальной коры, при различном времени коровой дифференциации t_2 ; 4 — тренды смещения мантийного материала с нижнекоровым (серый тренд) и верхнекоровым (черный тренд) во время t_3 магматического события

представлениями согласуются и современные оценки отношений μ в верхней и нижней континентальной коре (*Rudnick, Fountain, 1995*). Потеря U из породы на стадии метаморфических преобразований коры приводит к замедлению изотопной эволюции Pb в нижней континентальной коре, что находит отражение в отклонении соответствующего ей возрастного тренда составов (НКК на рис. 152, *a*) в правую сторону.

Из рис. 152, *a* видно, что при времени коровой дифференциации t_2 , близком ко времени корообразующего процесса t_1 , изотопные характеристики Pb в нижней континентальной коре будут располагаться ниже мантийного тренда. Однако чем позже будет время метаморфизма, тем ближе будет изотопный состав Pb в нижней коре к изотопному составу Pb в недифференцированной ювенильной коре. Таким образом, изотопный состав Pb в нижней коре может иметь широкий диапазон значений и определяется особенностью геологической истории континентальной коры того или иного континентального блока.

Модель, характеризующая эволюцию изотопного состава Pb в том или ином коровом источнике, зависит от многих параметров, в том числе от времени отделения коры от мантии (t_1 на рис. 152), от времени ее метаморфического преобразования (t_2 на рис. 152), от отношений μ в коре в этапные моменты ее эволюции. Для отдельного образца построение такой модели предполагает значительный произвол в выборе вышеуказанных параметров: имеющиеся оценки отношений μ в верхней и нижней континентальной коре (*Rudnick, Fountain, 1995; Kramers, Tolstikhin, 1997*), как эмпирические, так и модельные, указывают на существенную вариацию этих величин для различных тектонических обстановок. Вместе с тем если вещество гранитов сформировалось в результате смешения двух источников, например, корового и мантийного, то фигуративные точки изотопного состава Pb пород на диаграммах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ должны располагаться между составами этих источников (тренды смешения на рис. 152). В этом случае произвол в выборе модели эволюции изотопного состава Pb в коровом источнике пород ограничен, т. к. коровый компонент должен замыкать слева линию распределения составов гранитоидов между ним и мантийным компонентом. Дополнительные ограничения к оценке исходных параметров модели могут внести изотопные характеристики Nd, позволяющие оценить модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ образования их корового источника. При этом следует иметь в виду, что оценка Nd-модельного возраста, как правило, является ориентировочной в силу привноса в область корообразования материала, поступающего за счет отдаленного размыва как ювенильной, так и зрелой континентальной коры. Величина вклада таких поступлений в нашем

случае не определена, поэтому оценка модельного возраста вполне может рассматриваться как усредненная верхняя граница для корообразующего процесса.

Таким образом, если иметь ограничения по времени образования вещества коры и возрасту дифференциации ювенильной континентальной коры на нижнюю и верхнюю кору, устанавливаемому по геологическим данным, то на основе Pb-Pb и Sm-Nd изотопных систематик можно более полно охарактеризовать особенности эволюции состава коровых источников в ходе их геологической истории.

Говоря о Pb-Pb изотопных характеристиках гранитоидов Хангайского батолита, следует отметить, что на диаграммах фигуративные точки их составов образуют различные тренды в зависимости от принадлежности плутонов тому или иному блоку континентальной коры Хангайской группы террейнов. В соответствие с этим следует говорить, что в формировании изотопного состава этих гранитоидов участвовали коровые источники с разной геологической историей.

Тарбагатайский блок. При оценке эволюции изотопного состава Pb в коровом источнике гранитоидов Хангайского батолита, для мантийного источника древней коры мы использовали параметры верхней мантии согласно модели Крамерса и Толстихина (*Kramers, Tolstikhin, 1997*). Поскольку породы, вмещающие граниты Хангайского батолита, являются наиболее вероятным кандидатом на роль корового источника этих пород, то модель эволюции изотопного состава Pb в этом источнике целесообразно строить в контексте вещественной эволюции континентальной коры Тарбагатайского блока.

Породы Тарбагатайского блока пока практически не изучены в отношении их изотопных характеристик Pb. Поэтому рассмотрим детально выбор каждого параметра модели его изотопной эволюции (рис. 153). Время отделения корового источника от мантии имеет верхнюю границу, определяемую наиболее древними значениями Sm-Nd модельного возраста, полученными для метаморфических пород Тарбагатайского блока (*Kröner et al., 2015*) — 3,07 млрд лет. Для оценки параметра μ , отвечающего первой стадии вещественной эволюции коры Тарбагатайского блока, мы использовали данные по изотопному составу Pb в полевых шпатах из архейских тоналитовых и двупироксеновых гнейсов Байдарикского блока (Ранний докембрий Центрально-Азиатского..., 1993). Основанием для такого подхода стало то, что раннедокембрийская история обоих блоков была во многом схожей. Они сложены близкими по составу архейскими комплексами (*Козаков и др., 2007; 2011*), имеющими сопоставимые Nd-изотопные модельные возрасты (3,02 и 3,27 млрд лет соответственно), что дает основание предполагать

и сходную эволюцию изотопного состава Pb в их раннедокембрийской коре. В соответствии с этим подходом кривую эволюции изотопного состава Pb в континентальной коре Тарбагатайского блока следует вести от кривой эволюции мантии от момента времени $t_1 \sim 3,3$ млрд лет через фигуративные точки изотопного состава Pb в упомянутых полевых шпатах (рис. 153, a). Параметры этой кривой соответствуют величине $\mu = 13$, которая хорошо согласуется с модельными оценками этого параметра для верхней континентальной коры ($\mu = 14,1-14,5$), сделанными в работе (Kramers, Tolstikhin, 1997).

В геологической истории пород Тарбагатайского блока выделяется три этапа метаморфического преобразования: 2,5, 2,2 и 1,8 млрд лет (Kröner et al., 2015). Каждый из этих этапов может рассматриваться в рамках модели эволюции изотопного состава Pb как время t_2 дифференциации ювенильной континентальной коры на нижнюю и верхнюю кору, либо процесс формирования нижнекорового вещества происходил последовательно в несколько этапов. Из рис. 153 видно, что коровый компонент гранитоидов Тарбагатайского блока (точка пересечения тренда составов гранитов с кривой нижнекоровой эволюции), скорее всего, отвечает нижней коре

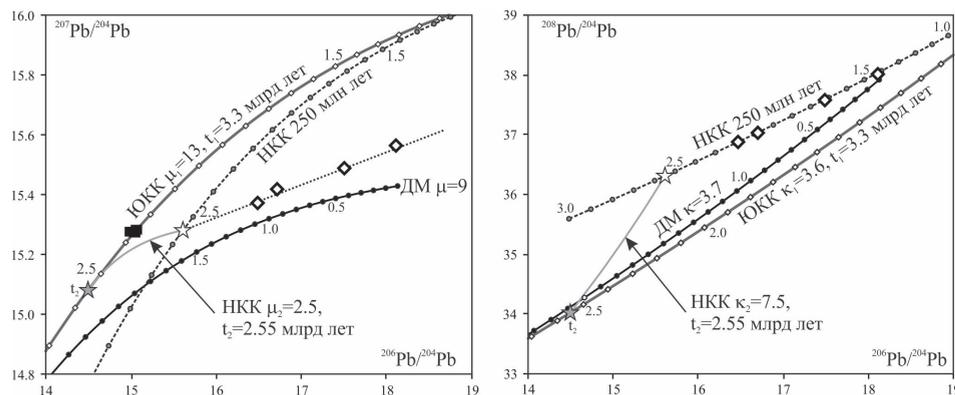


Рис. 153. Модель формирования изотопного состава Pb в коровом источнике гранитов Хангайского батолита, локализованных в пределах Тарбагатайского блока.

Сплошные кривые иллюстрируют изотопную эволюцию Pb в деплетированной мантии (ДМ) согласно двухстадийной модели Стейси-Крамера с $\mu = 9$ и $\mu = 3,7$; недифференцированной ювенильной континентальной коре (ЮКК) с возрастом отделения от мантии $t_1 = 3,3$ млрд лет назад, $\mu = 13$ и $k = 3,6$; нижней континентальной коре (НКК) с возрастом коровой дифференциации $t_2 = 2,55$ млрд лет $k = 2,5$ и $\mu = 7,5$. Штриховая линия показывает изотопный состав свинца 250 млн лет назад в нижней континентальной коре с различным возрастом коровой дифференциации t_2 . Все кривые проградуированы с шагом 100 млн лет, значения у кривых соответствуют возрасту в млрд лет. Светлые ромбы и пунктирная линия — изотопные составы Pb и их тренд в гранитоидах Хангайского батолита, локализованных в пределах Тарбагатайского блока. Черные квадраты — Pb изотопные характеристики полевых шпатов из тоналитовых гнейсов Байдаринского блока (Докембрий Центрально-Азиатского..., 1993)

с возрастом около 2,5 млрд лет. Тем самым эти данные свидетельствуют, что основные структурные преобразования в коре Тарбагатайского блока произошли в ходе первого этапа метаморфизма — 2,5 млрд лет назад. Имеющиеся возрастные ограничения позволяют оценить значение μ в нижней коре Тарбагатайского блока величиной $\leq 2,5$. Она близка к оценкам μ для нижней коры согласно (Rudnick, Fountain, 1995) 2,14–3,26.

Для параметра μ_1 , отвечающего стадии зарождения ювенильной коры, справедливо принять значение, типичное для континентальной коры 3,6, тогда значение параметра μ_2 , отвечающего второй «нижнекоровой» стадии эволюции, будет приблизительно равно 7,5, что согласуется с оценками для пород нижней коры, сделанными ранее (Rudnick, Fountain, 1995) 6,2–7,2. Таким образом, становятся охарактеризованными все параметры эволюции изотопного состава Pb в коровом источнике гранитоидов Хангайского батолита, локализованных в Тарбагатайском блоке, и эти параметры согласуются с геологической историей блока и моделями свинцовой изотопной эволюции в целом.

Сонгинский блок. Величина $\epsilon_{Nd}(T)$ для гранитоидов, локализованных в пределах Сонгинского блока, находится в интервале $-0,35...+1,42$, что может указывать как на более молодой возраст корового источника этих гранитов, так и на меньшую степень его участия в формировании гранитного расплава. При этом, как и в случае гранитов, локализованных в пределах Тарбагатайского блока, для гранитов Сонгинского блока отмечается положительная корреляция между изотопными характеристиками Nd и Pb (рис. 151, e), что указывает на нижнекоровую природу их корового источника. Двухстадийный Sm-Nd модельный возраст для указанных гранитов находится в интервале 0,92–1,07 млрд лет, т. е. верхняя граница времени формирования корового источника гранитов составляет 1,07 млрд лет. Однако если принять во внимание оценки Sm-Nd модельного возраста, сделанные для метаморфических пород Сонгинского блока, то потенциальный возраст корового источника (t_1) будет составлять $\geq 1,8$ млрд лет. Для пород Сонгинского блока выделяются два этапа метаморфизма, протекавших в условиях эпидот-амфиболитовой и высокотемпературной амфиболитовой стадии с образованием ультраметагенных гранитов: 860 и 800 млн лет (Козаков и др., 2013). Метаморфическое воздействие, отвечающее указанным условиям, согласно имеющимся представлениям, могло привести к формированию корового источника с изотопно-геохимическими параметрами нижней коры.

На Pb-Pb изотопной диаграмме (рис. 154) представлен тренд модельной эволюции изотопного состава Pb в коровом источнике гранитов Сонгинского блока. Расчеты показали, что выбор параметров эволюции свинца в верхней мантии, согласно модели Крамера и Толстихина (Kramers, Tol-

stikhin, 1997), приводит к оценкам, существенно противоречащим этапам эволюции континентальной коры Сонгинского блока. Нами была выбрана модель эволюции мантии в соответствии с моделью Стейси и Крамерса с параметрами $\mu = 9$ и $k = 3,7$, оцененными на основе изучения изотопных характеристик Pb в герцинидах Южной Монголии (Саватенков и др., 2016). Кривая мантийной эволюции приведена на рис. 154. В качестве времени образования корового источника t_1 взята максимальная оценка Sm-Nd модельного возраста для метаморфических пород Сонгинского блока — 1,8 млрд лет. Время коровой дифференциации и образования нижней коры t_2 выбрано в соответствии с возрастом метаморфизма — 860 млн лет. Характеристики состава нижнекорового компонента, участвовавшего в образовании гранитов блока, определяются точкой пересечения тренда составов гранитов с кривой эволюции нижней коры.

Имея все указанные ограничения, можно построить эволюционные тренды для пород недифференцированной коры и нижней коры так, чтобы нижнекоровый компонент, участвовавший в гранитообразовании, оказался на линии нижнекоровой эволюции на интервале времени ~250–300 млн лет, соответствующем времени становления Хангайского батолита. С этими условиями согласуются следующие параметры эволюции U-Pb изотопной системы: для недифференцированной ювенильной коры $\mu_1 = 11,5$, $k_1 = 3,6$, для нижней коры $\mu_2 \leq 4$, $k_2 = 8$.

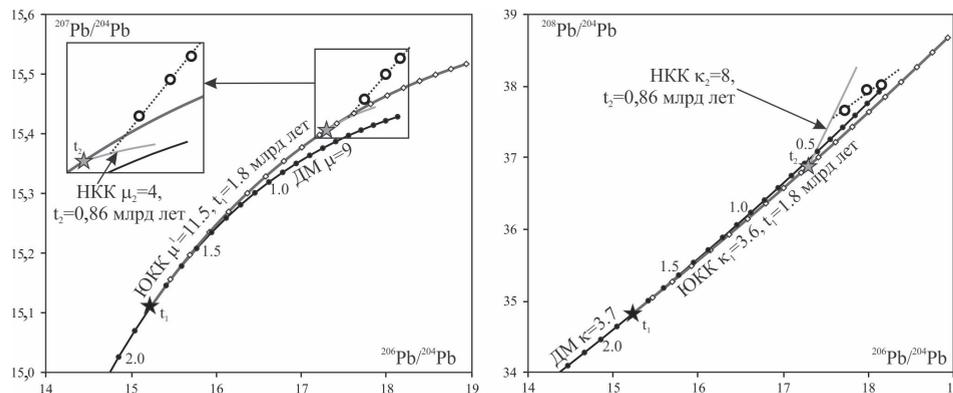


Рис. 154. Модель формирования изотопного состава Pb в коровом источнике гранитов Хангайского батолита, локализованных в пределах Сонгинского блока.

Сплошные кривые иллюстрируют изотопную эволюцию Pb в деплетированной мантии (ДМ) согласно двустадийной модели Стейси-Крамерса с $\mu = 9$ и $\mu = 3,7$; недифференцированной ювенильной континентальной коре (ЮКК) с возрастом отделения от мантии $t_1 = 1,8$ млрд лет назад, $\mu = 11,5$ и $k = 3,6$; нижней континентальной коре (НКК) с возрастом коровой дифференциации $t_2 = 0,86$ млрд лет $\mu = 4$ и $k = 8$. Кривые проградуированы с шагом 100 млн лет, значения у кривых соответствуют возрасту в млрд лет. Светлые кружки и пунктирная линия — изотопные составы Pb и их тренд в гранитоидах Хангайского батолита, локализованных в пределах Сонгинского блока

Дзабханский микроконтинент. Изотопные характеристики Nd ($e_{Nd}(T)$ от $-8,1$ до $+0,54$ и $T_{Nd}(DM-2st)$ от 1,72 до 1,0 млрд лет) в пермских гранитоидах, распространенных в пределах Дзабханского микроконтинента, указывают на разную степень участия корового и ювенильного компонентов в их составе. Однако несмотря на то, что большинство образцов отобрано в пределах Байдарикского блока — области, представленной раннеархейскими породами, изотопные характеристики Nd и Pb в гранитах проявляют незакономерные вариации и не фиксируют значимого участия древнекорового раннеархейского компонента в их формировании. Лишь в одном из массивов были установлены изотопные характеристики, свидетельствующие о заметном участии в его образовании древнего нижнекорового компонента. Подобная особенность изотопных характеристик Nd и Pb в гранитах микроконтинента может быть объяснена сложной коровой историей последнего и вовлечением его коры в многократную переработку в архее, палеопротерозое, неопротерозое и палеозое с участием процессов тектонического совмещения фрагментов разновозрастной коры в его основании и андерплейтинга ювенильным веществом. Все это привело к тому, что изотопные характеристики Pb пермских гранитоидов в пределах Дзабханского микроконтинента не позволяют оценить характер изотопных преобразований Pb в древнекоровых источниках.

Хангайский прогиб. Изотопные характеристики Nd и Pb пермских гранитов, расположенных в Хангайском прогибе, связаны принципиально иной зависимостью, чем в гранитах других террейнов Хангайской группы. Те из них, которые были сформированы при более высокой доле корового компонента (низкие значения $e_{Nd}(T)$), характеризуются более радиогенным составом Pb по сравнению с гранитами, в которых преобладал ювенильный источник (более высокие значения $e_{Nd}(T)$) (рис. 151, м). Такие соотношения позволяют сопоставить коровый компонент с верхней корой, которая по сравнению с нижней корой резко обогащена радиогенным свинцом.

Очевидно, в область формирования расплава этих гранитов вовлекался терригенный материал, представляющий собой продукт эрозии континентальной коры с обобщенными верхнекоровыми изотопными характеристиками. Это в целом соответствует тому, что прогиб заполнен продуктами разрушения обрамляющих его палеопротерозойских, неопротерозойских, раннепалеозойских и среднепалеозойских складчатых структур. Изученные граниты, согласно Pb изотопной систематике, лишены признаков участия нижнекорового вещества, что может служить свидетельством отсутствия древнего кристаллического фундамента в основании Хангайского прогиба.

Общие закономерности. Соотношения трендов распределения изотопных составов гранитоидов Хангайского батолита на диаграммах (рис. 151, рис. 155) свидетельствуют об участии в их формировании одного общего и нескольких разных источников. Последние рассмотрены нами как коровые компоненты с различной изотопной эволюцией в различных тектони-

ческих блоках. Общий источник выделяется благодаря пересечению трендов вариаций составов и характеризуется наиболее высоким значением $\epsilon_{Nd}(T)$ и более или менее однородным изотопным составом свинца. В рамках Nd изотопной систематики он сопоставляется с источником базитовых магм, контролировавшим образование Хангайского батолита (Ярмолюк и др., 2016), и здесь рассматривается как ювенильный компонент.

Характеристики изотопного состава Pb в породах, соответствующих ювенильному источнику, позволяют охарактеризовать его изотопные параметры на момент формирования Хангайского батолита, т. е. около 260 млн лет назад. Из диаграмм (рис. 155) видно, что эти параметры отвечают изотопным отношениям $^{206}Pb/^{204}Pb \sim 18,1$, $^{207}Pb/^{204}Pb \sim 15,5$ и $\epsilon_{Nd}(T) \sim 0...+2$. Указанным параметрам изотопной эволюции Pb соответствует значение $\mu = 9,5$ согласно модели Стейси и Крамерса (Stacey, Kramers, 1975). Это значение существенно превышает среднее значение μ , полученное для ювенильного источника континентальной коры герцинид Южной Монголии (9,25) (Саватенков и др., 2016). Кроме того, этот ювенильный источник отличается также более низким значением $\epsilon_{Nd}(T)$ (рис. 155), чем в деплетированной мантии и, соответственно, в мантийном источнике континентальной коры герцинид Южной Монголии (Саватенков и др., 2016). Следовательно, мантийный источник Хангайских гранитов характеризовался более высоким отношением U/Pb и более низким отношением Sm/Nd, чем деплетированная мантия. Этот вывод согласуется с заключением, сделанным в работе (Ярмолюк и др., 2016), о том, что мантийным источником Хангайского батолита и магматических ассоциаций его рифтового обрамления служила обогащенная мантия мантийного плюма.

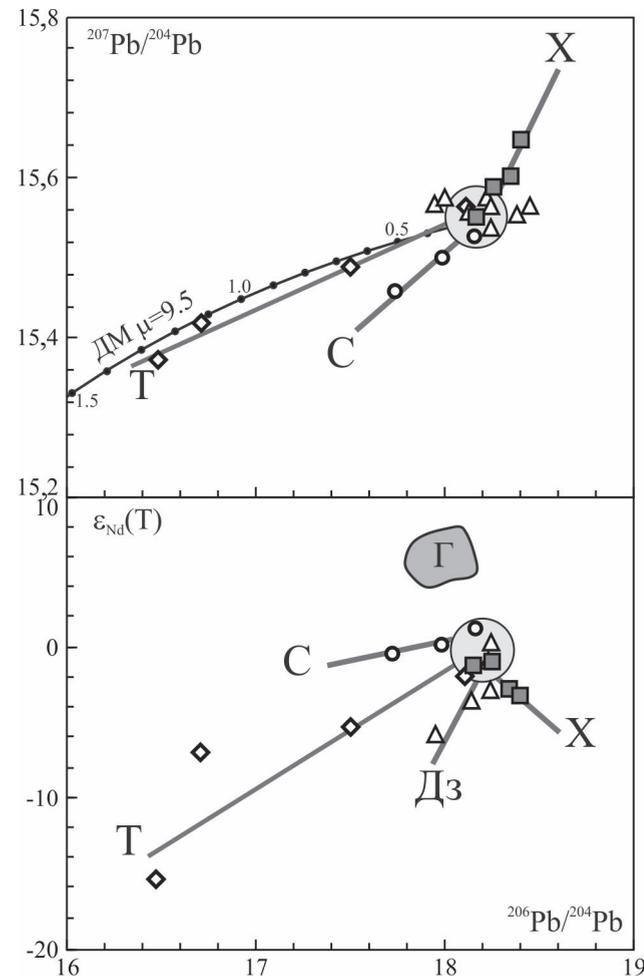


Рис. 155. Корреляция изотопного состава Pb и Nd гранитоидов Хангайского батолита. Прямые иллюстрируют основные тенденции изменения составов гранитоидов, локализованных в пределах различных тектонических блоков: С — Сонгинского, Т — Тарбагатайского, Дз — Дзабханского, X — Хангайского прогиба, Г — поле изотопных составов Nd и Pb в герцинидах Южной Монголии (Саватенков и др., 2016). Область пересечения прямых (светло-серое поле) характеризует изотопные параметры общего для всех гранитоидов Хангайского батолита ювенильного источника. Изотопные характеристики Pb этого ювенильного источника гранитов согласуются с изотопной эволюцией деплетированной мантии согласно двустадийной модели Стейси — Крамерса при $\mu = 9,5$. Условные обозначения см. на рис. 151

4.7.7. Выводы

Приведенные результаты изучения изотопных характеристик Pb и Nd пермских гранитоидов Хангайского батолита, локализованных в пределах Тарбагатайского, Сонгинского, Дзабханского блоков и Хангайского прогиба Центрально-Азиатского орогенного пояса, позволяют сделать следующие выводы:

- совместное использование изотопных характеристик Pb и Nd в гранитоидах позволяет более полно рассмотреть своеобразие вещественной эволюции корового источника гранитов, включающего этапы собственно корообразования и метаморфического преобразования ювенильной континентальной коры в нижнюю кору;
- изотопные характеристики Pb гранитоидов Хангайского батолита наглядно демонстрируют, что массивы, локализованные в пределах блоков

докембрийского формирования, образовались при участии нижнекорового вещества;

— в Тарбагатайском блоке Pb изотопные характеристики гранитоидов отражают рубежи вещественных преобразований континентальной коры: отделение ювенильной коры с $\mu = 13$ и $k = 3,6$ от мантии произошло около 3,3 млрд лет; около 2,5 млрд лет произошла дифференциация ювенильной коры и обособление нижней континентальной коры с $\mu \sim 2,5$ и $k \sim 7,5$;

— изотопные параметры Pb в коровом источнике пермских гранитов Сонгинского блока отражают более молодую историю этого источника по сравнению с корой Тарбагатайского блока: отделение корового протолита от мантии $\sim 1,8$ млрд лет ($\mu = 11,5$, $k = 3,6$), дифференциация коры и формирование нижней коры $\sim 0,86$ млрд лет ($\mu \sim 4$ и $k \sim 8$);

— изотопный состав Pb в гранитах Дзобханского блока не имеет закономерной вариации, что связывается со сложной и продолжительной коровой историей блока и вовлечением его коры в неоднократную переработку в архее, палеопротерозое, неопротерозое и палеозое;

— в пределах Хангайского прогиба коровым источником гранитоидов служило вещество верхней континентальной коры, представленное терригенным выполнением прогиба. На время формирования Хангайского батолита около 260 млн лет назад нижняя континентальная кора в пределах Хангайского прогиба еще не сформировалась;

— в образовании гранитоидов Хангайского батолита в пределах различных тектонических блоков участвовал общий мантийный источник, эволюция изотопного состава Pb которого согласуется с моделью Стейси — Крамерса при $\mu = 9,5$;

— общий мантийный источник гранитоидов Хангайского батолита может быть отождествлен с обогащенной мантией мантийного плюма, которая характеризовалась более высоким, чем в деплетированной мантии, U/Pb отношением ($\mu = 9,5$), а также более низким значением $e_{Nd}(T)$ (0...+2).

4.8. ФОРМА МИГРАЦИИ ЖЕЛЕЗА В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ: ДАННЫЕ НА ОСНОВЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА НЕОДИМА ПОЛОСЧАТЫХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

В настоящее время распространена гипотеза о высоком (в десятки раз выше, чем в современной морской воде) содержании кремния в водах архейских и протерозойских морских резервуаров (Siever, 1992) и соосаждения его вместе с ферригидритом при формировании полосчатых железистых кварцитов на ранних этапах истории Земли (например, Konhauser et

al., 2007). Подобная гипотеза не объясняет появление полосчатой текстуры и других особенностей железистых кварцитов (ЖК), поэтому предпринимались и предпринимаются попытки связать состав ЖК с диагенезом или метаморфизмом и/или с разными источниками железа и кремния в бассейне осадконакопления. Особая значимость проблемы происхождения формации полосчатых железистых кварцитов состоит в том, что данные по составу подобных отложений (наряду с континентальными профилями выветривания) используются для моделирования эволюции газового состава атмосферы, в частности — для оценки содержания кислорода в палеоатмосфере. Существуют две главные альтернативные гипотезы относительно изменения содержания кислорода в атмосфере — модель Cloud — Walker — Holland — Kasting и модель Dimroth — Ohmoto (см. обзор H. Ohmoto (2004)). Согласно первой из них, концентрация кислорода в атмосфере возросла более чем на 12 порядков за последние 3 млрд лет; согласно второй, содержание атмосферного кислорода было практически постоянным и близким к современному уровню начиная с 3,5 млрд лет назад. Поэтому данные о форме миграции железа в зоне гипергенеза архея и протерозоя представляют очевидный интерес при верификации моделей эволюции содержания атмосферного кислорода.

В последнее время попытки объяснить происхождение ЖК с позиций допущения разных источников кремния и железа возобновились. В работе (Hamade et al., 2003) на основе различий Si-Ge систематик в кремнистой и железистой частях ЖК предположен континентальный источник кремнезема, мобилизованного при выветривании во время формирования ЖК Dales Gorge возрастом 2,5 млрд лет бассейна Hammersley, Западная Австралия (Li et al., 2015). На основе распределения величины $\delta^{56}\text{Fe}$ в том же месторождении обосновано поступление биологически рециклированного железа с континентов. Изучение железистых и кварцевых прослоев ЖК Cerro Mapomó (юго-восточная Боливия) возрастом около 1,2 млрд лет показало различие спектров распределения РЗЭ в кварцевой и железистой компоненте — положительная Eu аномалия обнаружена только в кварцевых прослоях, коровые значения величин $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обнаружены в обогащенных железом прослоях (Comin-Chiaramonti et al., 2011). На основе изотопного состава Nd нескольких ЖК возрастом $\sim 2,7$ млрд лет Карелии и Кольского полуострова показана возможность поступления железа в форме Fe^{3+} из континентальных источников (Felitsyn et al., 2015). Недавний пример содержательной интерпретации изотопно-геохимических данных, полученных отдельно для железистой и кремнистой компонент неархейских ЖК, приведен в работе (Haugaard et al., 2016). На основе распределения величины $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в кварцевых и магнетит-гематитовых

слоях предположено поступление железа из океанического резервуара, а кремния — из континентальных источников.

Применительно к раннедокембрийским ЖК опыт интерпретации Sm-Nd систематик приводится в ряде работ последних лет: для ЖК формаций Mothiba и Ysterberg, возрастом 2,95 млрд лет, зеленокаменный пояс Pietersburg на восточной окраине кратона Kaarvaal, Южная Африка (Alexander et al., 2009), а также для ЖК Dales Gorge member формации Brockman Iron, возраст 2,5 млрд лет, бассейн Hammersley Западная Австралия (Li et al., 2015) — Algoma-типе ЖК, и для Superior-типе протерозойских ЖК Криворожского бассейна (Viehmann et al., 2015). Как можно понять из описания пробоотбора и пробоподготовки в перечисленных работах, каких-либо специальных процедур по удалению вторичных минералов не проводилось и для получения данных по Sm-Nd систематикам железистых кварцитов анализировались валовые пробы, состоящие из чередования кварцевых и магнетит-гематитовых прослоев.

Возможно, отдельное изучение изотопно-геохимических систематик кварцевых и магнетит-гематитовых прослоев ЖК позволит воссоздать некоторые особенности акваций формирования и источник материала для соответствующих прослоев. Опубликованные к настоящему времени работы свидетельствуют о перспективности подобного подхода.

Все перечисленные работы основаны на сопоставлении изотопно-геохимических систематик кремнистых и железистых прослоев ЖК. Прослои выделяются на основе преобладания определенной минеральной фазы, при этом в кварцевых присутствуют минералы железа, а в железистых — кварц. Очевидно, что пробоподготовка весьма важна при реализации подобного подхода, в особенности при изучении кварцевой компоненты по причине низкого содержания микроэлементов, а наличие других минералов может привести к искажению результатов. Показательный пример влияния акцессорных минералов на Sm-Nd систематику железистых кварцитов приведен в работе (Frei et al., 1999), где содержатся данные об изотопном составе Nd различных минеральных фаз железистых кварцитов на северо-востоке супракратального пояса Исуа с возрастом ~3,7 млрд лет. Аномально высокие значения ϵNd_{3700} от +12,8 до +22,7 авторы связывают с присутствием вторичного апатита возрастом около 1 млрд лет.

Представляется целесообразным провести изучение Sm-Nd и Rb-Sr систематик соседних слоев кварца и магнетит-гематита, выделив монофракции соответствующих минералов.

Ниже приведены данные по Sm-Nd и Rb-Sr систематикам различных минеральных фракций неархейских ЖК из месторождений Карелии и Кольского полуострова (Algoma-типе железистые кварциты). Для сравне-

ния изучены образцы Стойленского месторождения протерозойского возраста (Superior-типе ЖК) Курской магнитной аномалии.

Целью работы является оценка возможности использования изотопно-геохимических данных для ответа на вопрос об источниках железа и кремния в архейских ЖК, а также оценка формы миграции железа в раннедокембрийской зоне гипергенеза.

Были изучены образцы ЖК из коллекции ИГГД РАН (Костомукшское, Оленегорское и Кировогорское), а также из собрания Центрального геологического музея (Межозерское, Полмос-Порос и Стойленское). Нумерация образцов соответствует музейным описям соответствующих депозитариев.

Месторождения Оленья гора и Кирова гора расположены на Кольском полуострове, в Мурманской области в пределах т. н. Мурманского блока. Морфологически Оленегорская рудная структура образует вытянутый в северо-западном направлении овал, центр которого сложен серыми плагиогнейсами (тоналитами). По краям этой купольной гранито-гнейсовой структуры залегает рудовмещающая (или продуктивная) толща, относимая к кольской серии. Ее края представлены амфиболитами и амфиболовыми гнейсами, далее к середине зоны — биотитовыми гнейсами и, наконец, линзами железистых кварцитов в ассоциации с алюмосиликатными (мусковит-биотитовыми, ± силлиманит) гнейсами. В пределах этой структуры расположено два месторождения: Кировогорское и Оленегорское, возраст которых составляет 2800–2750 млн лет (Баянова, Егоров, 1999). Метаморфические преобразования пород структуры происходили в несколько этапов, максимальные преобразования происходили в условиях амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии.

Костомукшская структура расположена в Западно-Карельском районе Фенноскандинавского щита. Осадки гимольской серии, к которой принадлежат железистые кварциты, распространены на значительной площади к востоку от главной структуры в виде узких асимметричных синклиналей. Верхняя граница пород гимольской серии определена как 2707 ± 35 млн лет (Лобач-Жученко и др., 2005). Метаморфические преобразования пород происходили в несколько этапов, наиболее сильные из которых соответствовали амфиболитовой фации повышенных давлений.

Структура Полмос-Порос является частью зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронье (Кольский полуостров). Железистые кварциты картированы в основании структуры в районе Полмоса, в переслаивании с коматиитовыми базальтами возрастом 2882 ± 190 млн лет (Вревский, 2005). Архейские породы характеризуются амфиболитовым метаморфизмом.

Стойленское месторождение расположено на южной окраине Восточно-Европейской платформы в пределах Старо-Оскольского рудного поля,

которое представлено раннепротерозойскими комплексами Стойленской синклинали (Чернышев, 2015). Точный возраст курской свиты, к которой принадлежит Стойленское месторождение, не известен. Возраст нижележащих пород оценен по U-Pb как 2590 ± 44 млн лет, вышележащих — 2170 млн лет (Кориш, Савко, 2010). Такая оценка согласуется с Sm-Nd эрохронной, полученной для железистых кварцитов Кривого Рога, возраст отложения которых считается равным 2406 ± 270 млн лет (Viehmann et al., 2015).

Межозерское месторождение — второе по размерам после Костомукшского в Карелии и также расположено в пределах Гимольского рудного поля. Данный район относится к Гимольско-Суккозерскому парагнейсовому поясу Центрально-Карельского домена (Лобач-Жученко, 2005). Месторождение представляет собой линейную структуру, вытянутую с севера на юг и метаморфизованную в протерозойские время в условиях низких давлений. Отложения гимольской свиты являются стратотипом для верхнего архея в этом районе (верхний лопий, 2,8–2,5 млрд лет). В Гимольско-Суккозерском парагнейсовом поясе гимольская свита содержит четыре стратиграфических подразделения, где железистые кварциты залегают на нижних конгломератах и основных вулканитах, формируя Костомукшскую свиту. Железистые кварциты перекрываются кислыми гнейсами и сланцами межозерской свиты, а также сланцами и кварцитами кадиозерской свиты.

Объектами исследований являются прослои кварца и минералов группы железа 3,0–5,0 мм. Согласно классификации BIF на основе текстурных признаков (Dimroth, Chauvel, 1973), изученные образцы относятся к мезополосчатым разностям с кремнистым цементом. Изучен состав соседних прослоев магнетит-гематитового состава и кварца, перед проведением всех аналитических определений из Qu образцов с использованием магнитной сепарации и последующей доводкой под бинокляром удалены минералы железа, из образцов магнетит-гематитового состава — все минералы легкой фракции. Вес образцов для анализа составлял не менее 700 мг.

4.8.1. Анализ и обсуждение результатов

Для оценки влияния минерального состава образцов на Sm-Nd систематики ЖК, имеющиеся образцы были анализированы в нескольких последовательностях.

1. Большая часть образцов для изотопного анализа представляла собой выделенные при помощи микробура части соседних железистых и кремнистых прослоев. При химической подготовке такие образцы подвергались кислотной обработке с применением 2D HCl для удаления карбонатных минералов.

2. Некоторые навески для анализа были получены из раздробленных образцов, содержащих от 5 до 10 единичных пар слоев кварцевого и железистого состава (образцы № W3/6627, W3/6778 и W2/7537 Межозерского месторождения). После механического разделения на железистую и кремнистую составляющую, навески для анализа включали усредненный материал из нескольких соседних прослоев.

3. Часть выделенных образцов при химической подготовке не подвергалась кислотной обработке, и таким образом, помимо главных породообразующих минералов, эти образцы включали легкорастворимые аксессуарные минералы, такие как карбонаты, сульфиды и апатит (образцы W3/6627, W3/6778 and W2/7537 Межозерского месторождения, № 1171 и 1292 Кировогорского и № ST-2 Оленегорского месторождений).

Во многих ЖК присутствует апатит различного генезиса в качестве аксессуарного минерала, который при причине своих кристаллохимических особенностей накапливает РЗЭ (Reynard et al., 1999). Из нескольких образцов, в которых по данным СЭМ обнаружен апатит (образцы W3/6627 и W2/7537 Межозерского месторождения, рис. 156), он был выделен для изучения его изотопных систематик. Образцы измельчались до фракции 300 мкм, из которой с помощью бромформа и йодистого метилена получена монофракция апатита.

Изотопный анализ Rb, Sr, Sm и Nd производился на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в Центре изотопных исследований и в ИГГД РАН (Санкт-Петербург).

Содержание РЗЭ и других микроэлементов определено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой установке Agilent 7500с и методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на установке IRIS Intrepid Thermo.

Данные по минеральному и элементному составу образцов ЖК получены с помощью растрового электронного микроскопа JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL).

Для железистых прослоев всех изученных ЖК характерно постоянное превышение концентрации РЗЭ по сравнению с соседним кремнистым прослоем. Существенно кремнистые прослои содержат в 2–3 раза меньше РЗЭ по сравнению с железистыми (табл. 43). Среднее содержание Nd в кремнистых прослоях составляет 0,8 г/т, в железистых прослоях — 2,2 г/т. Sm/Nd отношение в кремнистых прослоях стабильно больше, нежели в железистых (оценка среднего значения Sm/Nd = 0,137 для кварцевых прослоев, Sm/Nd = 0,130 для железистых). Начальный изотопный состав на время формирования этих пород в кремнистых прослоях был заметно выше: усредненная величина ϵNd_{2750} для кремнистых прослоев составляет

+5,9, тогда как для железистых прослоев она имеет значение +1,3 (рис. 157). Образцы из различных частей одного месторождений ЖК могут иметь различные значения начального отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, но для соседних прослоев изученных ЖК подобная закономерность строго выдерживается.

Аналогичное распределение соотношений Sm/Nd и величин $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{измер}}$ имеет место и для протерозойского Стойленского месторождения типа оз. Верхнее из группы месторождений Старооскольского кластера Курской магнитной аномалии.

Усреднение нескольких соседних железистых или кремнистых прослоев не изменяет общей картины взаимоотношения изотопно-геохимического состава в ЖК (образцы W3/6627, W3/6778 и W2/7537 Межозерского месторождения). Значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{измер}}$ и величина Sm/Nd отличаются в усредненных пробах от таковых для единичных соседних железистых и кварцевых прослоев, но различия изотопного состава неодима характеризуются аналогичной закономерностью.

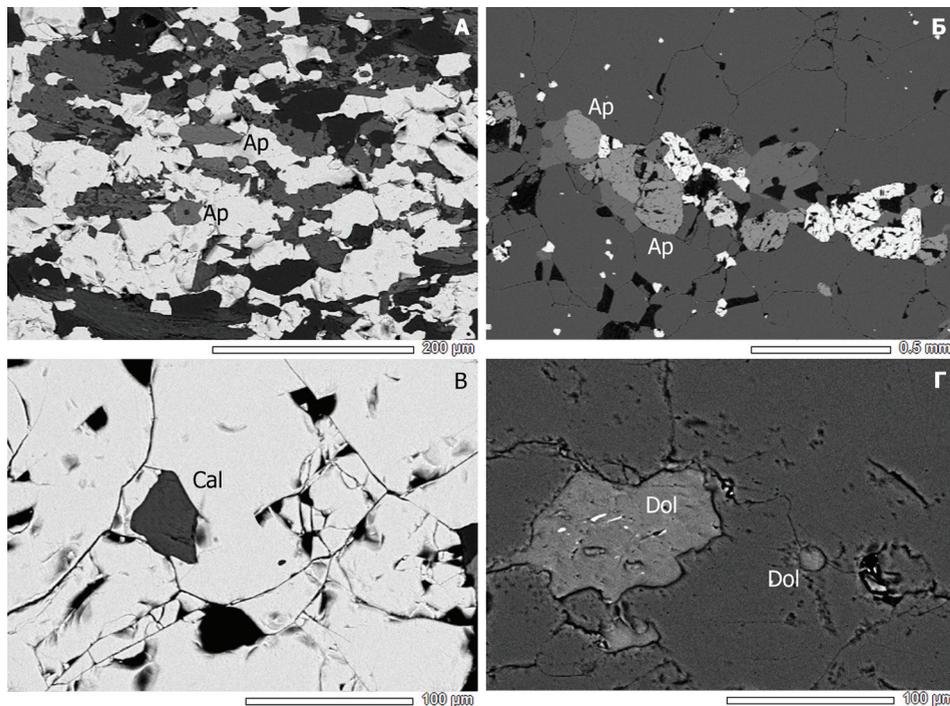


Рис. 156. SEM изображения карбонатных и фосфатных минералов из образцов неархейских полосчатых железистых кварцитов Карелии и Кольского полуострова. А — апатит (Ap) в образце № ST-2 Оленегорского месторождения, Б — апатит (Ap) в образце № 3/6627 Межозерского месторождения, В — кальцит (Cal) в образце № 1292 Кировогорского месторождения, Г — доломит (Dol) в образце № 2/1936 Межозерского месторождения

Отсутствие предварительной кислотной химической обработки навески для изотопного анализа приводит к резкому увеличению содержания РЗЭ, одновременно происходит заметное уменьшение Sm/Nd отношения. Очевидно, полученные данные по изотопному составу неодима необработанных образцов не имеют геологического смысла по причине наличия в них карбонатных минералов.

Оценка изотопного состава акцессорного апатита свидетельствует о том, что эти минералы не способны обеспечить значительного изменения изотопного состава валового образца. Наличие подобных минералов может повлиять на величину содержания Sm и Nd и Sm/Nd отношения, но не на изотопный состав неодима.

Таким образом, на основе полученных данных по Sm-Nd систематикам изученных месторождений железистых кварцитов может быть сделано заключение относительно распределения изотопного состава в них. Образцы, отобранные из различных частей разреза одного месторождения, имеют большие вариации изотопного состава Nd, но для соседних прослоев выдерживается общая закономерность, когда кремнистый прослой имел более радиогенный изотопный состав Nd на время образования, по сравнению с соседним железистым.

Содержание рубидия в изученных образцах характеризуется от 1 до 40 г/т, исключение составляют железистые кварциты Кировогорского место-

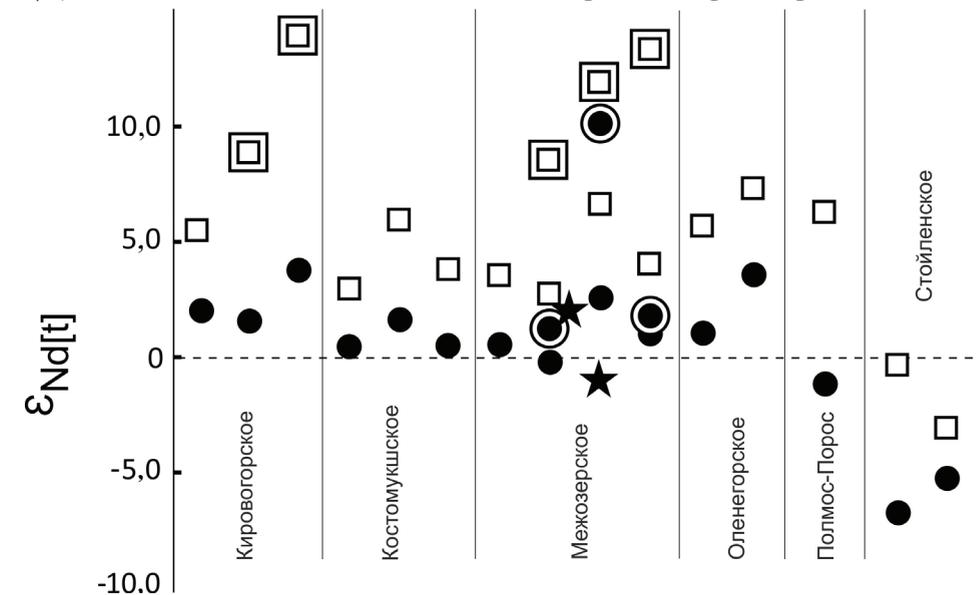


Рис. 157. Изотопный состав неодима (в единицах $\epsilon\text{Nd}[t]$) изученных полосчатых железистых кварцитов.

Двойной линией показаны образцы без предварительной обработки HCl. Квадраты — кварцевые прослои, кружки — магнетит-гематитовые прослои, звездочки — апатиты

рождения и рудопоявления Полмос-Порос, где содержание перечисленных элементов составляет первые г/т. На основании содержания стронция железистые кварциты Кольского полуострова и месторождений Карелии значительно различаются. В образцах ЖК месторождений Кольского полуострова содержание стронция не превышает 5 г/т, тогда как для Карельских ЖК находится в диапазоне значений 5–70 г/т (табл. 43).

Данные по Rb-Sr систематикам изученных ЖК показывают значительные вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{измер}}$ — от 0,704 до 1,398, значение $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ изменяются от 0,10 до 20.

Результаты исследования Rb-Sr изотопной системы в первую очередь подчеркивают специфику локальных месторождений железистых кварцитов: образцы ЖК Карельского блока имеют более высокие значения отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{измер}}$ по сравнению с пробами кварцитов месторождений Кольского блока. Для Кировогорского месторождения вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{измер}}$ составляют 0,706–0,717 в образцах железистых прослоев и 0,710–0,712 в образцах кремнистых прослоев (табл. 43). Для железистых прослоев Межозерского месторождения преобладают значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{измер}}$ от 0,8 до 0,85, при этом в кремнистых частях вариации укладываются в интервал 0,75–0,79 (табл. 43). Железистые прослои Костомукшского месторождения характеризуются величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{измер}}$ 0,86–0,88, а кремнистые — от 0,8 до 0,85. Во всех месторождениях для железистых прослоев характерно более высокое $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{измер}}$ отношение по сравнению с кремнистыми прослоями. Эта закономерность сохраняется и для значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{2750}$.

Железистые кварциты Стойленского месторождения КМА не сохраняют такой закономерности и характеризуются резко аномальными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{2200}$ (до 0,218). Различное поведение изотопных систем Nd и Sr в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии, вероятно, связано с особенностями месторождений этого кластера. Минералы группы железа в Стойленском месторождении подвергались значительным преобразованиям в зоне гипергенеза, результатом чего явилось формирование маритовых руд. Аномальное поведение Rb-Sr систематики при выветривании железистых кварцитов требует специального рассмотрения в ходе дальнейших исследований.

Результаты изотопного анализа Sm-Nd и Rb-Sr систем в железистых и кварцевых прослоях исследованных железистых кварцитов приводят к следующим заключениям:

— численные значения параметра $\epsilon\text{Nd}[t]$ во всех изученных месторождениях являются существенно более положительными в кварцевых прослоях по сравнению с железистыми, что указывает на возможное про-

исхождение кварцевых и железистых прослоев из заведомо различных источников;

— значения исходных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, рассчитанные на возраст формирования ЖК, для кварцевых прослоев существенно выше по сравнению с железистыми, что может рассматриваться в качестве указания на различное соотношение материала с относительно длительной коровой историей в кварцевой и магнетит-гематитовой компоненте;

— наличие фосфатов в пробах не влияет на Sm-Nd систематику изученных образцов кварцевых и магнетит-гематитовых прослоев по причине незначительного содержания апатита и значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в них, близких к таковым во вмещающих полосчатых железистых кварцитах. Присутствие в образцах кварцевой и магнетит-гематитовой фракций карбонатных минералов (главным образом доломита и магнезита) приводит к появлению аномально высоких и не имеющих геологического смысла значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$.

Основополагающий принцип изотопной геохимии Nd подразумевает, что все породы, произошедшие из единого достаточно гомогенного источника, должны иметь близкие исходные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, возрастающие со временем пропорционально отношению $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в каждой из пород (*DePaolo*, 1988). Аналогично основополагающий принцип геохимии изотопов Sr состоит в том, что все породы, произошедшие из единого гомогенного источника родоначальной магмы, должны иметь сходные исходные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, изменяющиеся со временем пропорционально отношению $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в каждой из (*Faure, Powell*, 1972). Аутигенные гидроксиды железа традиционно используются для реконструкции изотопного состава неодама и стронция аквафаций формирования данных минералов начиная с 70-х гг. XX в. (см. обзор *Peacock et al.*, 2016). РЗЭ, Rb и Sr сорбируются гелями железа и кремния при формировании и в процессе раннего диагенеза, при этом концентрация РЗЭ в кремнях достигает сотен г/т (*Murray*, 1994; *Murray et al.*, 1992; *Armstrong et al.*, 1999). Современные оксиды железа из континентальных обстановок Северо-Запада России содержат 1–10 г/т РЗЭ (*Felitsyn, Bogomolov*, 2016), меловые охры из офиолитов Кипра — более 10 г/т (*Fryer*, 1977). Возможная потеря РЗЭ и щелочноземельных элементов при позднем диагенезе и метаморфизме не сопровождается фракционированием Nd and Sr, поэтому минералы группы железа и кремния используются для реконструкции геохимических параметров аквафаций палеобассейнов.

Rb/Sr отношения в различных минеральных фазах изменяются значительно больше, чем Sm/Nd отношения в оных, поэтому для Rb-Sr изотопной системы наиболее вероятно влияние микрочастиц аксессуарных

и породообразующих минералов на численные характеристики изотопной систематики. Rb-Sr изотопная система отражает пропорцию сингенетичной и древней коровой компонент, в то же время конвергенция главных геохимических признаков неархейской и палеоархейской коровых компонент не позволяет надежно разделить их. Косвенные минералогические и геохимические признаки позволяют отнести к неархейской коровой компоненте карбонаты и железо-магнезиальные филлосиликаты, тогда как палеоархейская коровая компонента представлена апатитом, слюдами и амфиболом.

Подобные минеральные частицы с различным содержанием Rb и Sr могли быть инкорпорированы в осадок во время седиментации и оказать влияние на его изотопные системы. Но основе распределения Rb и Sr в пробах ЖК и минералов, выделенных из различных архейских пород Фенноскандинавского щита, правомерно оценить влияние различных минеральных фаз и выделить группы образцов с влиянием на изотопный состав Sr примеси слюда, амфибола, апатита, карбонатов или железо-магнезиальных филлосиликатов (рис. 158). Выделяются две генеральные тенденции (на рис. 158 показаны серыми линиями), одна из которых связана с древней кластической компонентой (кластический апатит → калиевый полевой шпат → мусковит → биотит), а вторая отражает наличие сингенетических хомогенных карбонатов и фосфатов (аутигенный апатит → кальцит → доломит → магнезит).

На основе Rb-Sr изотопной систематики в изученных пробах можно предположить, что кластический материал поступал в бассейн осадконакопления, где формировались железистые кварциты, как во время отложения кремниевой компоненты, так и при отложении минералов железа. Вероятно, различие величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{нач}}$ в железистой и кварцевой компоненте связано с различной пропорцией кластического материала континентального происхождения при отложении соответствующих прослоев, определяемой разной скоростью седиментации оксидов кремния и железа.

Особенностью Sm-Nd систематики изученных проб является очевидная связь $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{измер}}$ в кварцевых прослоях с наличием или отсутствием кислотной обработки с использованием HCl. Для образцов кварцевых прослоев Межозерского, Оленегорского и Кировогорского месторождений, не обработанных HCl на стадии пробоподготовки, характерны аномально высокие и не имеющие геологического смысла значения $\epsilon\text{Nd}_{\text{[t]}}$ и отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{измер}}$.

Метасоматические карбонаты возрастом ~1,8 млрд лет из кварц-пирит-карбонатных жил золоторудных месторождений Гирвас и Педролампи Эльмусской структуры Фенно-Карельского кратона Фенноскандинавско-

го щита характеризуются значениями отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ от 0,2465 до 0,4129 и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{измер}}$ от 0,513461 до 0,514969 (Е. Богомолов, неопубл. данные). Содержание Sm в подобных карбонатах составляет 2,2–2,3 г/т, Nd — от 3,4 до 5,4 г/т, что на порядок превышает соответствующие концентрации в кварцевых прослоях изученных железистых кварцитов. Результаты изучения полосчатых железистых кварцитов неархейского возраста Карелии (Межозерское месторождение) и Кольского полуострова (Оленегорское и Кировогорское месторождения) подтверждают (рис. 156) определяющее влияние карбонатных минералов (как правило, образованных в результате более поздних наложенных процессов) на различия изотопного состава неодиима кремнистой и железистой частей полосчатых ЖК возрастом ~2,85 млрд лет из Central Slave Cover Group (Yellowknife Supergroup, Slave craton, северо-западная часть Канадского щита). Эти данные были использованы для аргументации тезиса о различных источниках Fe и Si при образовании

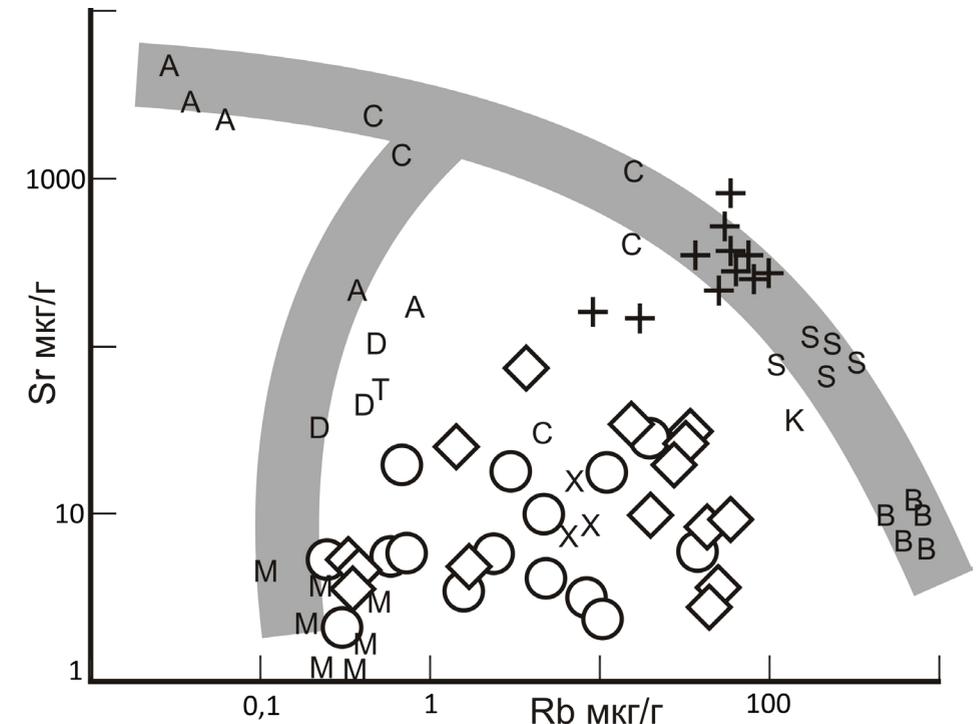


Рис. 158. Положение фигуративных точек, соответствующих составу различных минеральных фаз из архейских пород Карелии и Кольского полуострова в осях Sr — Rb. Условные знаки: круг — ЖК, кремнистый прослой; ромб — ЖК, железистый прослой; крест — архейские гнейсы Кольского полуострова и Карелии; А — апатит; В — биотит; С — кальцит; D — доломит; К — калиевый полевой шпат, М — магнезит; S — мусковит; Т — титанит; X — амфибол. Данные составу минералов и пород взяты из базы данных ВAMisomantle, созданной в ИГГД РАН

данной формации (*Haugard et al.*, 2016). На основе более значительных вариаций величины $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в кварцевых прослоях по сравнению с магнетит-гематитовыми сделан вывод о поступлении кремния из гетерогенного в отношении изотопного состава неодима источника — вероятно, из континентальных блоков. Незначительная дисперсия значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в железистой компоненте рассматривается в качестве указания на гомогенный источник — морской резервуар. При этом содержание РЗЭ в кварцевых прослоях в 2–20 раз ниже по сравнению с магнетит-гематитовыми, а содержание СаО в кварцевых прослоях составляет 0,2–3,0 вес. %. Поскольку особых процедур по удалению карбонатных минералов из образцов перед изотопными исследованиями в методической части не отмечено, правомерно предположить (с учетом материалов настоящей работы) значительное влияние карбонатных минералов на распределение измеренной величины $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Присутствующий в некоторых образцах Межозерского месторождения апатит не оказывает значительного влияния на Sm-Nd систематику валовых проб, несмотря на содержание Sm и Nd, в десятки раз превышающие эти содержания в кварцевой и магнетит-гематитовой компоненте железистых кварцитов Межозерского месторождения. Отсутствие вклада апатита в распределение РЗЭ связано с крайне незначительным содержанием апатита в образцах Межозерского месторождения — менее 0,001 вес. %. При этом изотопный состав неодима апатитов сходен с таковым для кварцевой и магнетит-гематитовой компоненты тех же проб, оценка величины t_{DM} для апатитов составляет 3,0–3,2 млрд лет. В этом отношении апатиты Межозерского месторождения отличаются от гидроксилapatита архейских железистых кварцитов пояса Исуа, где вторичные фосфаты привели к не имеющим геологического смысла аномально высоким значениям величины $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ в валовых пробах магнетитовых прослоев (*Frei et al.*, 1999).

Поступление железа и кремния из различных источников при отложении формации полосчатых железистых кварцитов в течение архея и протерозоя означает принятие допущения о миграции железа в форме Fe^{3+} в зоне гипергенеза как минимум начиная с рубежа 2,7–2,8 млрд лет назад. Основанная на различиях изотопного состава неодима кварцевой и магнетит-гематитовой компонент изученных ЖК модель происхождения данной формации включает в себя следующие положения:

1. Кислотное выветривание при рН дренажных вод менее 6 приводит к мобилизации железа из Fe-содержащих минералов и возникновению континентальных гипергенных вод, аналогичных по составу современным слабокислым гидрокарбонатным водам с содержанием железа до 100 мг/л в форме Fe^{2+} (т. н. марциальные воды, имеющие широкое распростране-

ние в современной гумидной зоне). Часть железа окисляется при транспортировке из области сноса в бассейн осадконакопления, и минералы Fe^{3+} имеют изотопный состав Nd вод континентального происхождения, т. е. дренирующие породы с относительно длительной коровой историей. Распределение РЗЭ в таких водах и в осаждаемых из них оксидах железа характеризуется $\text{La}/\text{Yb}_N < 1,0$, отрицательной Ce-аномалией и положительными Eu и Y аномалиями (*Felitsyn, Bogomolov*, 2016), т. е. распределения РЗЭ в них аналогично таковому в раннедокембрийских ЖК по данным обзора (*Planavsky et al.*, 2010).

Окисление железа в приповерхностном фотическом слое палеобассейнов формирования ЖК в результате бактериального фотосинтеза маловероятно по причине отсутствия значительных остатков цианобактериальных сообществ в железистых кварцитах. Предположительные остатки цианобактерий обнаружены в незначительном количестве в кварцитах Лебединского и Коробковского месторождений (ЖК) Старооскольского кластера бассейна Курской магнитной аномалии на западе РФ возрастом около 2,1 млрд лет (*Rožanov et al.*, 2016). Изучение микробных остатков в железистых и кварцевых слоях неоархейских месторождений Карелии и Кольского полуострова показало отсутствие в них достоверных остатков цианобактериальных сообществ (*Астафьева и др.*, 2017), не обнаружены остатки цианобактериальных сообществ и в других ЖК архейского и протерозойского возраста (*LaBerge*, 1967; 1973). Принятие тезиса о бактериальном источнике кислорода для окисления Fe^{2+} в палеобассейнах требует наличия многочисленных остатков цианобактерий, поскольку бактериальные формы хорошо сохраняются даже в измененных метаморфизмом осадочных породах (*Розанов*, 1999; 2003; 2004).

2. Разнообразие и многочисленность находок кремней в разрезах архея, а также данные по изотопной систематике кремния в них указывают на возможность прямого осаждения аморфного кремнезема из морской воды (*van den Boorn et al.*, 2007). Кремнистые породы полосчатых железистых кварцитов Isua возрастом 3,8 млрд лет обеднены ^{30}Si по сравнению с другими породами того возраста и региона, что рассматривается в качестве доказательства прямого осаждения кремнезема из морской воды архея (*André et al.*, 2006). На основе изотопного состава кремния из разрезов архея и палеопротерозоя (*Siever*, 1992; *Maliva et al.*, 2005) предполагается повышенное содержание кремния в водах раннедокембрийских океанов по сравнению с современной морской водой морских бассейнов — вплоть до насыщенности относительно аморфного кремнезема (2,2 ммоль/л при 40 °C). Не известно, присутствовал ли кремний в воде раннедокембрийских бассейнов в форме истинно растворимых мономеров кремниевой кислоты или в виде

высокодисперсной суспензии с размеров взвешенных частиц размером менее 1 мкм, как в современных высокотемпературных гидротермальных системах морского дна (Rona, 1984) или в термальных водах зон активного вулканизма. Содержание кремния в современной морской воде составляет ~3 г/т и контролируется углекислотно-карбонатной системой и биологическими факторами (Drever, 1982), в частности — экстракцией кремния из воды организмами с кремниевым экзоскелетом. Но и мягкие ткани морских животных и растений содержат значительное количество кремния, поскольку кремний обеспечивает устойчивость клеточных стенок мягких тканей (Kabata-Pendias, 2010). Содержание кремния в высших растениях достигает первых процентов, максимальные содержания обнаружены в многоклеточных водных растениях (до 2,0 % вес. в воздушно-сухом материале). Кремний входит в состав полиуронидов (пектиновой и альгиновой кислот), а также гиалуроновой кислоты (Колесников, 2001). Достоверные находки макроскопических эвкариотных водорослей *Gripania spiralis* (Walcott) фиксируются в породах возрастом ~2,1 млрд лет назад (Neguanee Formation, Marquette, Michigan согласно (Han, Runnegar, 1992)). Начиная с рубежа ~2,0 млрд лет назад многочисленные находки одно- и многоклеточных водорослей свидетельствуют об их широком распространении (Rožanov, Astafieva, 2008; Rožanov, 2009), в это же время резко сократилось формирование полосчатых железистых кварцитов.

3. Данные по распределению величины рН по глубине в современных океанах свидетельствуют о наличии максимума значений (8,2–8,3) в приповерхностном слое, в котором содержание диоксида углерода находится в равновесии с CO₂ атмосферы, в мелководных частях водоемов рН может достигать 8,9 (Horne, 1969). Имеют место систематические изменения щелочности в течение суток и месяцев (до 0,4 единиц рН) в приповерхностном слое (~100 м), определяемые интенсивностью фотосинтеза и другими биологическими процессами. Представляется привлекательным связать циклические изменения величины рН в современных водоемах, гидрохимию кремния в природных водных растворах и полосчатую текстуру железистых кварцитов раннего докембрия.

4. Оценка величины рН атмосферных осадков при $p\text{CO}_2 \times 100$ современного атмосферного уровня в атмосфере архея составляет менее 5,0, что согласуется с распределением индикаторных элементов в профиле выветривания Schagen по серпентизированным дунитам в Восточном Трансваале, 50 км к северо-западу от Barberton Greenstone Belt, Южная Африка (Watanabe et al., 2004). Значение рН дренажных вод, истекавших из профиля выветривания после реакции с породами для профиля выветривания возрастом древнее 2,1 млрд лет, составляет менее 5,0 согласно модельным рас-

четам (Alfimova et al., 2013), что подтверждает предположение о слабокислой среде химического континентального выветривания раннего докембрия. Изотопно-геохимические и минерально-литологические особенности архейских профилей выветривания на Фенноскандинавском щите также свидетельствуют о кислотном характере выветривания, а остаточные продукты подобных профилей резко обеднены железом (Фелицын и др., 2008).

Таким образом, предлагаемая модель формирования формации полосчатых железистых кварцитов, основанная на Sm-Nd и Rb-Sr изотопных системах кварцевой и магнетит-гематитовой компоненты, может быть описана следующим образом. В бассейны с повышенным относительно современной морской воды содержанием кремния и низкой скоростью поступления терригенного кластического материала периодически поступали слабокислые континентальные воды, содержащие твердые частицы оксидов железа. Современным аналогом подобных вод являются т. н. марциальные воды, содержащие на изливе железо в растворенном виде в форме гидрокарбонатов Fe²⁺, которое окисляется при контакте с атмосферным кислородом. Образованные при этом твердые частицы оксигидроксидов железа приобретают изотопный состав неодима, свойственный континентальным обстановкам, в которых происходила мобилизация элементов при химическом выветривании. Поступление в бассейн закисленных дренажных растворов в виде планарного стока с участков суши и/или в виде атмосферных осадков приводит к изменению химического равновесия в верхней части водной колонны и химическому осаждению аморфного кремнезема и механическому — частиц оксигидроксидов железа. На основании распределения изотопов стронция можно предположить более высокую скорость седиментации кремнистого материала по сравнению с частицами железа, поскольку железистая компонента характеризуется более высоким содержанием радиогенного стронция, связанного с кластическим материалом. Различный изотопный состав неодима кварцевой и магнетит-гематитовой компонент полосчатых железистых кварцитов определяется различными источниками кремния и железа: кремний поступал в морской резервуар в результате гидротермальных процессов и выщелачивания из вулканогенных пород морского дна, железо в бассейн поступало в виде твердых частиц из континентальных источников в результате химического выветривания Fe-содержащих минералов. Предлагаемая модель допускает содержание кислорода в атмосфере неоархея, достаточное для окисления мобилизованного при континентальном выветривании железа до Fe³⁺.

В рамках предложенной модели особый интерес представляет существование полосчатых железистых кварцитов более молодого возраста, нежели архейские Algoma-type ЖК и протерозойские Superior-type ЖК.

Полосчатые кварциты региона Cerro Manomó на террейне Paragua Амазонского кратона в юго-восточной Боливии имеют возраст ~1,2 млрд лет (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2011). Кварциты Rapitan в нижней части разреза Windermere Supergroup (север Канадской Кордильеры) имеют возраст моложе 717 млрд лет (Macdonald *et al.*, 2010), описаны и другие ЖК неопротерозойского возраста (Halverson *et al.*, 2011).

Особый интерес представляет пример палеозойских ЖК: в Горном Алтае (верховье р. Калгуты) типичные полосчатые железистые кварциты мощностью до 60 м прослежены на 15 км в нижнедевонской калгутинской свите (Кассандров, 2010).

Комплекс изотопно-геохимических данных свидетельствует о росте редокс-потенциала атмосферы Земли начиная с рубежа ~2,7 млрд лет назад, оксигенизация атмосферы связывается с бактериальным фотосинтезом (Kurzweil *et al.*, 2013), что означает возможность миграции железа в зоне гипергенеза в форме Fe³⁺. При этом Algoma-type ЖК формировались как ранее, так и позднее указанного рубежа. Аналогично нет оснований связывать отложение Superior-type ЖК с гипотетической оксигенизацией атмосферы ~2,0 млрд лет назад, поскольку различия двух типов ЖК не связаны с их текстурными и минеральными характеристиками; идентичный состав ЖК обоих типов предполагает сходный механизм отложения кремнистой и магнетит-гематитовой компонент. Независимо от модели эволюции содержания кислорода в атмосфере (неизменность содержания, постепенный рост или резкое возрастание на каких-либо рубежах), приведенные примеры показывают, что условия отложения формации железистых полосчатых кварцитов существовали на протяжении минимум 3,0 млрд лет геологической истории Земли, т. е. не связаны с эволюцией газового состава атмосферы, а именно — с содержанием атмосферного кислорода. Правоммерно предположить, что условия отложения ЖК были практически повсеместными и рядовыми в архее и протерозое, а позднее стали крайне редким сочетанием факторов, способствующих отложению и сохранности формации полосчатых железистых кварцитов. Возможно, к числу критически важных факторов формирования ЖК относится изменение содержания кремния в морской воде из-за появления морских Metaphyta. Отложение полосчатых железистых кварцитов позднее рубежа появления и широкого распространения многоклеточных водорослей могло происходить только в локальных бассейнах, где по каким-либо причинам не было биогенной экстракции кремния и не отлагался хемогенный кремнезем, слои которого способствовали бы сохранности осадка с оксигидроксидами железа.

4.8.2. Заключение

Полученные данные по Sm-Nd и Rb-Sr систематикам кварцевых и магнетит-гематитовых прослоев неоархейских Algoma-type полосчатых кварцитов Карелии и Кольского полуострова, а также протерозойских Superior-type железистых кварцитов позволяют сделать следующие выводы.

Изотопный состав неодима железистых и кварцевых слоев резко различен — кварцевые слои содержат больше радиогенного неодима по сравнению с соседними магнетит-гематитовыми слоями в полосчатых железистых кварцитах различного типа. Поскольку изотопный состав Nd аутигенных минералов железа соответствует изотопному составу неодима акваций их образования, полученные данные указывают на происхождение кремния и железа из различных источников. Железо поступало в бассейны формирования железистых кварцитов из континентальных источников, в виде твердых частиц оксигидроксилов Fe³⁺, кремний — в результате выщелачивания из вулканогенных пород морского дна в процессе гидротермальной активности.

В основанной на Sm-Nd систематике кварцевых и железистых слоев в рамках предложенной модели предполагается поступление железа (или части его) в бассейн осадконакопления в форме твердых частиц, т. е. в форме Fe³⁺. Кремний поступал из источников мантийного ряда, о чем свидетельствует повышенное по сравнению с железистой компонентой содержание радиогенного неодима в кварцевых прослоях. При нарушении гидродинамики и/или гидрохимии бассейна (возможно, сезонного) имело место химическое осаждения кремния и механическое — железа. Таким образом, предполагается, что содержание кислорода в атмосфере было достаточным для окисления железа и миграции его в зоне гипергенеза в форме Fe³⁺ начиная с рубежа 2,7–2,8 млрд лет назад. Фактором, определяющим возрастные закономерности распределения полосчатых железистых кварцитов, может быть различие цикла кремния до и после появления морских многоклеточных водорослей.

4.9. U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar И O-H СИСТЕМАТИКА АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ В ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ АРГИЛЛИТАХ

Разрезы верхнего протерозоя, в том числе стратотипы, редко включают вулканы — носители магматического циркона, возраст которого удобно и достаточно точно определяется U-Pb методом. В результате во многих случаях для получения информации об изотопном возрасте

верхнепротерозойских неметаморфизованных отложений необходимо изучение аутигенных осадочных минералов. Среди них особое место занимает иллит. Этот обычный аутигенный минерал возникает в ходе диagenеза глинистого осадка через некоторое время после его отложения и последующего превращения в аргиллит.

Верхнепротерозойские аргиллиты обычно включают смесь нескольких генераций иллита (детритовых и аутигенных), образованных в разное время, в разных геохимических обстановках и различных по составу и структуре (см., например, *Burley, Flisch*, 1989; *Morton*, 1985a; *Bonhomme*, 1987; *Lander et al.*, 1991; *Mossmann J.R.*, 1991; *Lanson, Besson*, 1992; *Gorokhov et al.*, 1994; 2001; *Clauer, Chaudhuri*, 1995; *Горохов*, 1996; *Зайцева и др.*, 2009). Однако поскольку каждой глинистой генерации свойственно индивидуальное распределение частиц по размерам, существует принципиальная возможность их разделения или обогащения с помощью седиментационного анализа (*Clauer et al.*, 1990; *Bros et al.*, 1992; *Schaltegger et al.*, 1994; *Zwingmann et al.*, 1999). В наиболее крупнозернистых и тонкозернистых субфракциях (СФ), размер глинистых частиц в которых варьирует в достаточно узких пределах и составляет, соответственно, первые микроны и доли микрона, обычно преобладают конечные члены этих смесей, представленные некогенетическими генерациями индивидуальных минералов (*Gorokhov et al.*, 1994; 2001; *Горохов и др.*, 1997; 2002; 2006; 2010; *Grathoff et al.*, 1998; 2001; *Зайцева и др.*, 2009). Минералогическая идентификация глинистого компонента СФ проводится с помощью рентгеноструктурного фазового анализа, а также путем определения политипии иллита и его индекса кристалличности (*Kubler*, 1966; 1990; *Pevear*, 1992; *Grathoff, Moore*, 1996; 2002; *Meunier, Velde*, 2004). Для датирования иллита часто используются методика выщелачивания и последующий изохронный анализ (*Clauer et al.*, 1990; 1993; *Ohr et al.*, 1991; 1994; *Bros et al.*, 1992; *Gorokhov et al.*, 1994; 2001; *Schaltegger et al.*, 1994; *Clauer, Chaudhuri*, 1995; *Gauthier-Lafaye et al.*, 1996; *Горохов и др.*, 1997; 2002; 2007). При этом вычисленные значения возраста имеют геологический смысл только для тех фракций, которые содержат практически чистые или по меньшей мере сильно обогащенные конечные члены глинистых смесей. Для промежуточных же фракций значения возраста, как правило, не могут быть интерпретированы в рамках каких-либо геологических событий.

Реакция изотопных систем на изменение геохимической обстановки определяется химическими свойствами их компонентов, поэтому разные изотопно-геохронологические методы при анализе одного и того же осадочного материала могут давать неодинаковые возрастные значения, отвечающие совершенно различным этапам литогенеза. В этом случае комбинирование анализируемых материалов и методов позволяет получить более

полную информацию о геологической и геохимической истории кластических осадочных пород.

Целью данной работы является оценка возможностей комплексного применения U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и K-Ar методов для определения возраста аутигенного иллита в древних неметаморфизованных глинистых отложениях. Эти возможности оцениваются на примере аргиллитов инзерской свиты, входящей в состав стратотипа верхнего рифея — каратавской серии западного склона Южного Урала. В последние десятилетия каратавская серия была одним из важнейших объектов исследования ИГГД РАН. На основе изучения слагающих ее пород были апробированы Rb-Sr метод датирования глауконитов (*Горожанин, Кутявин*, 1986; *Зайцева и др.*, 2008) и U-Pb метод датирования осадочных карбонатов (*Овчинникова и др.*, 1998; 2000). Карбонатные горизонты каратавской серии стали основой для реконструкции фрагментов изотопной летописи стронция и углерода в неопротерозойском океане (*Кузнецов и др.*, 1997; 2003; 2014; *Подковыров и др.*, 1998), а также разработки геохимических критериев диagenеза рифейских карбонатных пород. Все это позволило получить качественно новую информацию об истории развития уральского палеобассейна и условиях седиментации на пассивной окраине Восточно-Европейской платформы в позднем рифее.

4.9.1. Геологический очерк

Терригенно-карбонатная каратавская серия вскрыта на западном крыле Башкирского мегантиклинория (БМА). Она несогласно залегает на юрматинской серии (стратотипе среднего рифея) и несогласно перекрыта тиллитами, начинающими мощный терригенный комплекс ашинской серии венда (*Козлов*, 1982; Стратотип рифея, 1983; *Келлер и др.*, 1984; *Козлов и др.*, 1991; *Маслов, Крупенин*, 1991; *Маслов и др.*, 2001). Каратавская серия расчленяется (снизу вверх) на зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую, укскую и криволукскую свиты. Инзерская свита характеризуется частыми фациальными замещениями силикокластических и карбонатных отложений. Максимальная доля терригенных пород наблюдается в северных и центральных районах БМА, тогда как в южных и особенно в западных районах в составе свиты преобладают карбонатные породы. Такое разнообразие и сложное литологическое строение отражает эволюцию седиментационного палеобассейна: изменение скорости прогибания отдельных участков дна и смену источников сноса. В инзерское время произошло значительное ослабление привноса кластического материала с Восточно-Европейской платформы, расширение и углубление западных

частей палеобассейна и, вероятно, появление восточных источников сноса (Маслов, 1997; Маслов и др., 2000; 2003; 2010). Силикокластический ашинский комплекс, на западном крыле БМА перекрывающий каратавские отложения с глубоким эрозионным размывом (Келлер и др., 1984), объединяет семь свит: толпаровскую, суировскую, бакеевскую, урюкскую, басинскую, куккараукскую и зиганскую (Вендская система, 1985). Ашинская моласса накапливалась в межгорных и краевых прогибах, образованных в ходе тиманского орогенеза (Беккер, 1988; Пучков, 1997; 2000). Значительная часть кластического материала, особенно в поздневендское время, поступала из восточных источников, находящихся за пределами Восточно-Европейской платформы (Маслов и др., 2003; 2010).

Геохронологическая характеристика каратавской серии опирается на изохронные Pb-Pb возрасты известняков инзерской — 836 ± 25 млн лет (Овчинникова и др., 1998) и доломитов миньярской свиты — 780 ± 80 млн лет (Овчинникова и др., 2000). Для глауконитов из нижней части укской свиты получены не слишком различающиеся K-Ar (670 ± 10 млн лет) и изохронные Rb-Sr (688 ± 10 и 663 ± 9 млн лет) датировки (Горожанин, Кутявин, 1986; Зайцева и др., 2008). Помимо этого, для различных горизонтов каратавской серии опубликованы K-Ar датировки минералогически не изученных глауконитов: верхняя часть катавской свиты — 938 млн лет, нижняя и средняя части инзерской свиты — 853–896 млн лет, верхняя пачка последней — 740–791 млн лет, миньярская свита — 680–713 млн лет, нижняя пачка укской свиты — 630–658 млн лет (Гаррис, 1977; Стратотип рифея, 1983). Для оценки максимального возрастного предела каратавской серии привлекались K-Ar датировки предположительно докаратавских габбро-диабазов — 1000–1150 млн лет (Стратотип рифея, 1983). Минимальный возраст серии ранее оценивался также на основании K-Ag датировок валовых проб габбро-диабазов, секущих отложения зильмердакской, инзерской и миньярской свит — 559–653 млн лет (Стратотип рифея, 1983; Гаррис и др., 1986). В настоящее время для оценки минимального возраста каратавской серии привлекаются U-Pb датировки метадацитов, metabазальтовых порфиритов и габбро-диабазов, прорывающих отложения аршинской серии на восточном крыле БМА (Краснобаев и др., 2007; 2012). Ранее аршинская серия считалась стратиграфическим аналогом ашинской серии, однако сейчас в региональной схеме она помещается между каратавской и ашинской сериями (Козлов и др., 2011).

Максимальный возраст средних горизонтов ашинской серии оценивается на основе U-Pb датировок детритовых цирконов из песчаников басинской (около 755 млн лет) и куккараукской (около 615 млн лет) свит (Кузнецов и др., 2012; Kuznetsov et al., 2014). Более детальная геохронологическая

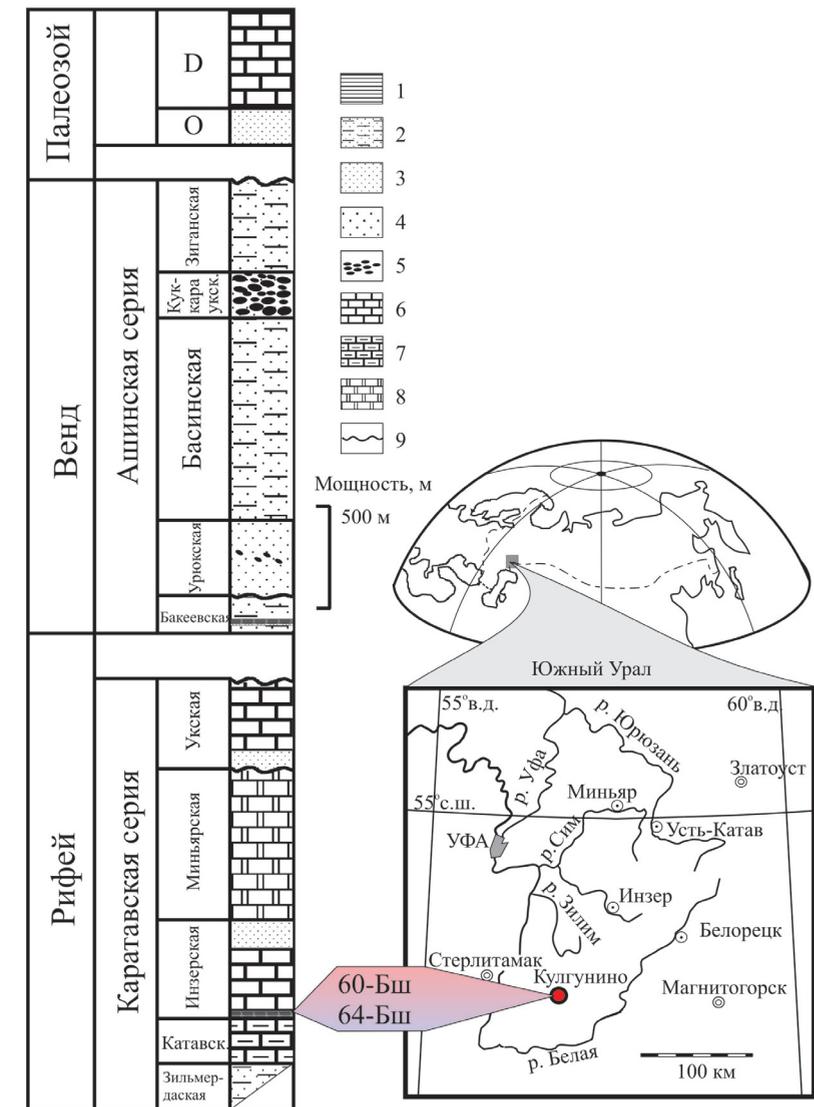


Рис. 159. Географическое расположение места отбора образцов аргиллитов инзерской свиты, использованных для выделения тонкозернистых глинистых субфракций, и стратиграфическая колонка, включающая породы каратавской и ашинской серий в разрезе Кулгунино.

Литоология: 1 — аргиллиты; 2 — алевролиты и аргиллиты; 3 — тонкозернистые песчаники и алевролиты; 4 — крупнозернистые песчаники, конгломераты; 5 — крупнозернистые песчаники; 6 — известняки; 7 — глинистые известняки; 8 — доломиты; 9 — стратиграфические несогласия. Свиты каратавской серии: R₃zl — зильмердакская; R₃kt — катавская; R₃in — инзерская; R₃mn — миньярская; R₃uk — укская. Свиты ашинской серии: V₁bk — бакеевская; V₂ur — урюкская; V₂bs — басинская; V₂kk — куккараукская; V₂zn — зиганская

характеристика нижних горизонтов ашинской серии основана на изохронной Rb-Sr датировке минералогически не изученных глауконитов (617 ± 12 млн лет (Козлов, Горожанин, 1993)) и модельных Rb-Sr датировках (516–608 млн лет (Горожанин, Губеева, 1990)) тонкозернистых иллитов из суировской свиты. Для средней части ашинской серии известны лишь K-Ag датировки минералогически не охарактеризованных глауконитов из песчаников урюкской (569–582 млн лет) и басинской (557–600 млн лет) свит (Стратотип рифея, 1983) и K-Ag датировка тонкозернистой ($< 0,1$ мкм, 582 млн лет) субфракции басинского аргиллита (Зайцева и др., 2009), вероятно определяющая время погружения глинистых осадков басинской свиты.

Два образца аргиллитов инзерской свиты были отобраны в Алатауском антиклинории БМА в верховьях реки М. Шишеняк к западу от пос. Кулгунино. Образцы 60-БШ и 64-БШ взяты из базальной пачки инзерской свиты на расстоянии 4 м друг от друга (рис. 159). Выделенные из них тонкозернистые субфракции служили объектами детального изотопно-геохронологического изучения.

4.9.2. Методика

Значительная часть описанных ниже методических приемов, включающих седиментологическое разделение глинистого материала на тонкозернистые субмикронные фракции и кислотное выщелачивание, разработана в ИГГД РАН.

Выделение, рентгеноструктурное и электронномикроскопическое изучение глинистых субфракций. Масса каждого образца составляла около 1 кг. Фракции с размером частиц < 5 мкм выделялись путем обычного седиментационного анализа в дистиллированной воде после осторожного дробления и измельчения образцов. Далее эти фракции разделялись с помощью центрифугирования и ультрафильтрации на субфракции (СФ) с размером частиц 2–5, 0,6–2, 0,3–0,6, 0,2–0,3 и 0,1–0,2 мкм (Turchenko et al., 1993). Частицы размером менее 0,1 мкм в изученных образцах отсутствовали.

Минеральный состав СФ и отношение интенсивностей пиков (001) и (002) иллита, которое может служить приближенной оценкой химического состава октаэдрических слоев этого минерала, определялись с помощью рентгеновского дифрактометра ДРОН УМ-1 с CoK_α -излучением на ориентированных препаратах. Последние использовались также и для определения индекса кристалличности иллита. Этот индекс — I_k (Kubler, 1966; 1990) представляет собой ширину 10Å -пика иллита в угловых градусах (Kisch, 1980), измеренную на его полувысоте. Л. Варр и А. Райс (Warr, Rice, 1994) предложили межлабораторные стандарты для получения унифицирован-

ных значений индекса кристалличности (CIS). Такие значения получают в каждой лаборатории в результате калибровки с использованием пяти стандартных образцов, которые подготавливаются и изучаются с помощью принятой в этой лаборатории методики. Наши данные были преобразованы в CIS-значения с применением формулы: $(\text{CIS}) = (1,66 \pm 0,08) (I_k) - (0,02 \pm 0,02)$. Морфология глинистых частиц исследовалась с помощью просвечивающего электронного микроскопа JEM-100В в Аналитическом центре МЕХАНОБР (Санкт-Петербург). Суспензии исследуемых СФ после ультразвуковой обработки помещались на углеродную подложку и высушивались. Использовались 5000–50 000-кратные увеличения.

Выщелачивание. Целью процедуры выщелачивания является дифференцированное изучение химических элементов, находящихся в структуре глинистых минералов, и элементов, которые могут входить в состав аутигенных аксессуарных минералов, таких как карбонаты и фосфаты, а также располагаться в легко обмениваемых межслоевых положениях и/или в адсорбированном состоянии на поверхности частиц (Горохов и др., 1997; 2007).

В ходе изучения U-Pb и Sm-Nd систематики инзерских аргиллитов навески СФ 60–300 мг при комнатной температуре выщелачивались в течение 15–30 мин 1N HCl, а при изучении Rb-Sr систематики — 1N NH_4OAc (ацетат аммония). Кислотная (ацетатная) вытяжка и остаток от выщелачивания разделялись центрифугированием, остаток 2–3 раза ополаскивался бидистиллированной водой, и промывные воды добавлялись к вытяжке. Вытяжки, остатки и необработанные СФ анализировались U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr методами.

U-Pb анализ. Содержания U и Pb и изотопный состав Pb определялись из разных навесок. К анализируемому препарату добавлялся раствор смешанного индикатора ^{235}U - ^{208}Pb , и глинистый материал разлагался смесью HF + HNO_3 в тefлоновом сосуде. Выпавшие в осадок фториды обрабатывались смесью HCl + HNO_3 , а иногда HClO_4 . После выпаривания досуха осадок растворялся в 0,5 N HBr. U и Pb выделялись на ионообменной колонке с анионитом Bio-Rad 1×8 в форме HBr (Manhes, 1978).

Изотопный состав U и Pb измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом режиме. Измеренные изотопные отношения Pb были исправлены на коэффициент фракционирования, установленный путем многократного измерения изотопного состава стандарта NIST (Национального Института стандартов и технологий США) SRM-982 и равный 0,13 % на единицу массы. Уровень лабораторных загрязнений, определявшийся холостыми опытами, составлял 0,5 нг для U и 0,04 нг для Pb. Воспроизводимость определения отношения U/Pb оценивалась как $\pm 0,5$ %, изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — как $\pm 0,10\%$, $\pm 0,15\%$ и $\pm 0,20\%$ соответственно. Обработка первичных данных проводилась с использованием программы PBDAT (Ludwig, 1989).

Sm-Nd анализ. Для Sm-Nd изотопного анализа глинистых субфракций аргиллитов к анализируемому препарату добавлялся раствор смешанного индикатора ^{149}Sm - ^{150}Nd , и глинистый материал разлагался смесью $\text{HCl} + \text{HNO}_3 + \text{HF} + \text{HClO}_4$ при температуре 105°C (Горохов и др., 2007). После выпаривания остаток обрабатывался при нагревании смесью концентрированных $\text{HCl} + \text{HNO}_3$. Осадок растворялся в $2,4\text{N HCl}$ и пропусклся через ионообменную колонку (6×110 мм) со смолой Dowex AG 50W \times 8, 200–400 меш. Фракция, содержащая редкоземельные элементы, собиралась в ходе элюирования 4N HCl . Осадок после выпаривания растворялся в $0,1\text{N HCl}$ и вносился в ионообменную колонку (7×50 мм) со смолой LN-C50-A компании Elchrom, 100–150 мкм. Для выделения Nd использовалось элюирование $0,3\text{N HCl}$, а для выделения Sm — $0,7\text{N HCl}$.

Изотопный анализ Sm и Nd выполнялся на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в статическом режиме. Нормализация изотопных отношений Nd осуществлялась относительно $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,251578$, что соответствует значению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Величина отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в изотопном стандарте La Jolla в ходе работы составляла $0,511857 \pm 0,000010$ ($2\sigma_{\text{ср}}$, $n = 7$). Содержания Sm и Nd в стандарте BCR-1 были равны $6,53$ и $28,58$ г/г соответственно. Лабораторное загрязнение по данным холостых опытов составляло для Sm — $0,05$ нг, а для Nd — $0,2$ нг. Точность определения концентраций Sm и Nd принималась равной $\pm 0,5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 0,5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = \pm 0,005\%$.

Rb-Sr анализ. Отношение $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ определялось методом изотопного разбавления с индикаторами ^{87}Rb и ^{84}Sr , и величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вычислялась по результатам опытов с добавлением индикатора (Горохов и др., 1997). После растворения образца в смеси перегнанных концентрированных HF и H_2SO_4 химическое разделение Rb и Sr выполнялось на ионообменной колонке со смолой Dowex AG50W \times 8 (200–400 меш) и использованием $2,5\text{N HCl}$ в качестве элюента. Изотопный состав Sr измерялся в статическом режиме на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 261 с Re-лентами ионного источника. Нормализация изотопных отношений проводилась к значению $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$. Измерение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартном карбонате стронция NIST SRM 987 в период работы дало значение $0,710250 \pm 0,000016$ ($n = 16$, $2\sigma_{\text{средн}}$).

Отношение $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ определялось на одноколлекторном масс-спектрометре МИ 1320 с радиусом 20 см, углом отклонения 90° и трехленточным ионным источником с Re-лентами. Средние содержания Rb и

Sr и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартном образце полевого шпата NIST 70a в ходе выполнения настоящей работы составляли, соответственно, 521 и $65,5$ г/г и $1,20012$. Уровень лабораторных загрязнений в опыте для Rb и Sr не превышал $4,0$ и $4,9$ нг соответственно. Точность определения отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в образцах оценивалась как 1% , отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = \pm 0,1\%$.

K-Ar анализ. Для определения содержания K применялся масс-спектрометрический метод изотопного разбавления с индикатором, обогащенным ^{41}K . Навеска глинистой СФ (около $0,02$ г) разлагалась смесью $\text{HF} + \text{HCl} + \text{HNO}_3 + \text{HClO}_4$ в течение 48 часов при комнатной температуре. После выпаривания остаток растворялся в течение 24 часов в смеси концентрированных $\text{HNO}_3 + \text{HCl}$, а затем переводился в хлориды. Калий выделялся ионообменным методом на смоле AG50W \times 8 (200–400 меш) в H^+ -форме. В качестве элюента использовалась $2,4\text{N HCl}$. Фракция, полученная на выходе ионообменной колонки, переводилась в сульфат с помощью концентрированной H_2SO_4 и выпаривалась досуха на горячей плитке. Изотопный анализ K выполнялся на одноколлекторном масс-спектрометре МИ 1320. Для контроля правильности определения K использовались стандартные образцы: мусковит Р-207, биотит LP-6 и биотит-70. В них установлены следующие содержания K (в %): $8,68$, $8,44$ и $7,82$ соответственно; воспроизводимость этих определений составляла $\pm 3\%$.

Содержание радиогенного ^{40}Ar в СФ определялось методом изотопного разбавления с ^{38}Ar в качестве индикатора. Измерения проводились в статическом режиме на специализированном комплексе, созданном на базе масс-спектрометра МИ 1201 ИГ. Чувствительность комплекса по аргону $5 \cdot 10^{-3}$ А/торр, уровень холостого опыта — $5 \cdot 10^{-10}$ см³ при нормальных условиях. Правильность и воспроизводимость определений контролировались систематическими измерениями изотопного состава воздушного аргона и анализами малых навесок (до 4 мг) стандартных образцов биотита Bejn 4B, мусковита Bejn 4M и мусковита Р-207. Полученные нами содержания радиогенного ^{40}Ar в этих образцах составляют $9,39$, $11,44$ и $50,70$ нг/г соответственно. Воспроизводимость определения содержания радиогенного ^{40}Ar в ходе работы была лучше, чем $\pm 1\%$.

Определение изотопного состава O и H. Изотопный состав кислорода определялся с помощью модифицированного С. Маколеем с соавторами (Macaulay et al., 2000) метода лазерного фторирования (Sharp, 1990). Метод включал полное разложение ~ 1 мг минеральной навески трифторидом хлора при нагревании CO_2 -лазером. Выделявшийся кислород пропусклся через встроенный (in-line) ртутный диффузионный насос и затем на платинированном графите превращался в CO_2 . Выход реакции измерялся емкостным манометром. Система выделения газа была встроена

в масс-спектрометр VG PRISM 3 с двойной системой напуска. Воспроизводимость и правильность методики для кварцевых стандартов составляют $\pm 0,4 \text{ ‰}$, однако для тонкозернистых водных слоистых силикатов воспроизводимость хуже — вероятно, около $\pm 0,6 \text{ ‰}$. Содержание воды и δD определялись путем вакуумной дегидроксиляции анализируемой навески минерала (~ 60 мг) в предварительно дегазированном платиновом тигле, который нагревался с помощью индукции выше 1200 °C (Fallick et al., 1993). Выделившаяся вода очищалась и затем превращалась в водород над горячим ураном (Bigeleisen et al., 1952). Перед дегидроксиляцией образец прогревался в вакууме в течение ночи при температуре 120 °C , чтобы уменьшить влияние поверхностной воды. Выход водорода (выраженный в микромолях $\text{H}_2\text{O}^+/\text{мг}$) измерялся манометрически, а величина δD определялась на масс-спектрометре VG 602 с двойной системой напуска. Биотит NIST 28 при измерении этим методом давал значение $\delta D = -65 \text{ ‰}$ с воспроизводимостью $\pm 4 \text{ ‰}$. Для изученных глинистых субфракций воспроизводимость была лучше, чем $\pm 10 \text{ ‰}$. Данные для этих СФ представлены в промилле относительно V-SMOW.

Изотопный возраст: вычисление и константы. Вычисление параметров «внутренней Rb-Sr изохроны» по точкам, представляющим для каждой из СФ ацетатную вытяжку, остаток от выщелачивания и необработанный материал, осуществлялось методом Макинтайра (McIntyre et al., 1966) со статистической оценкой погрешностей согласно Уильямсону (Williamson, 1968). Sm-Nd возраст вычислялся с использованием константы $\lambda^{147}\text{Sm} = 6,54 \cdot 10^{-12} \text{ год}^{-1}$, Rb-Sr возраст — $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$, K-Ar возраст — $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_{\beta^-} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $^{40}\text{K} = 0,01167$ (ат. %). Расчет величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ проводился на основании значений для CHUR: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$ (Jacobsen, Wasserburg, 1984) и DM: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513151$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,2136$ (Goldstein, Jacobsen, 1988). Все значения погрешностей в тексте и на графиках выражены в виде двух стандартных отклонений (2σ).

Систематика двухкомпонентного смешивания. Методологической основой подхода к датированию разноразмерных СФ является систематика двухкомпонентного смешивания (Faure, Mensing, 2005). Если два компонента, каждый из которых содержит радиоактивный и радиогенный изотопы, смешиваются в различных пропорциях, то фигуративные точки этих смесей в изохронных координатах, например, $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и K — ^{40}Ar , будут лежать на прямых линиях, соединяющих конечные члены смесей. Однако такие прямые равным образом могут рассматриваться и как U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, и K-Ar изохроны, если они имеют по-

ложительный наклон и все фигуративные точки представляют когенетичные геологические материалы. Важно, что линии смешивания не теряют свою прямолинейность во времени, если минеральные смеси после своего образования сохраняются как замкнутые геохимические системы (Горохов и др., 2002).

4.9.3. Минералогия и геохимия глинистых субфракций

Минералогия. Распределение частиц по размерам внутри $<5 \text{ мкм}$ фракций обоих образцов аргиллитов, по существу, одинаково (рис. 160, а). Преобладают СФ с размером частиц более $0,3 \text{ мкм}$.

Минеральный состав СФ приведен в табл. 44. Большая часть СФ составлена диоктаэдрическим $1M_d$ иллитом, и только в СФ 2–5 мкм он сопровождается небольшими количествами кварца, хлорита и $2M_1$ иллита. В то время как политип $1M_d$ иллита образуется при низкой температуре и имеет диа- или катагенетическое происхождение, политип $2M_1$ представляет высокотемпературную форму этого минерала (Yoder, Eugster, 1955; Velde, 1965) и поэтому может рассматриваться как детритовый компонент инзерских аргиллитов.

Соотношение интенсивностей пиков (001) и (002) иллита, по мнению ряда авторов (Esquevin, 1969; Środoń, Eberl, 1984), позволяет приближенно оценивать химический состав этого минерала. Поскольку величина I_{002}/I_{001} в обоих образцах выше, чем $0,20$ (табл. 44, рис. 160, б), в октаэдрических слоях иллита всех СФ Al, по-видимому, преобладает над Fe и Mg. Доля последних, однако, судя по изменению величины этого отношения, увеличивается от «крупнозернистых» к «мелкозернистым» СФ, позволяя предполагать, что иллиты в этих СФ не когенетичны.

Значения стандартизованного индекса кристалличности (CIS) иллита в мелкозернистых СФ обоих образцов заметно выше ($1,51-1,97^\circ$) по сравнению с крупнозернистыми ($1,01^\circ$) (табл. 44, рис. 160, в). Основными параметрами, контролирующими величину CIS, являются среднее число слоев и его вариации в слоистом пакете, обеспечивающем когерентное рассеяние рентгеновских лучей, а также процент смектитовых слоев в минерале (Jaboyedoff et al., 2001). Таким образом, величина CIS отражает степень «совершенства» кристаллитов иллита, которая зависит от условий их формирования, в том числе давления, температуры, продолжительности термального воздействия и отношения вода/порода (Essene, Peacor, 1995). Хотя значения CIS иллита во всех СФ инзерских аргиллитов больше, чем $0,42^\circ$, и лежат, таким образом, в пределах, характерных для зоны диа-(ката)генеза (Środoń, Eberl, 1984), их вариации в зависимости от размера глинистых

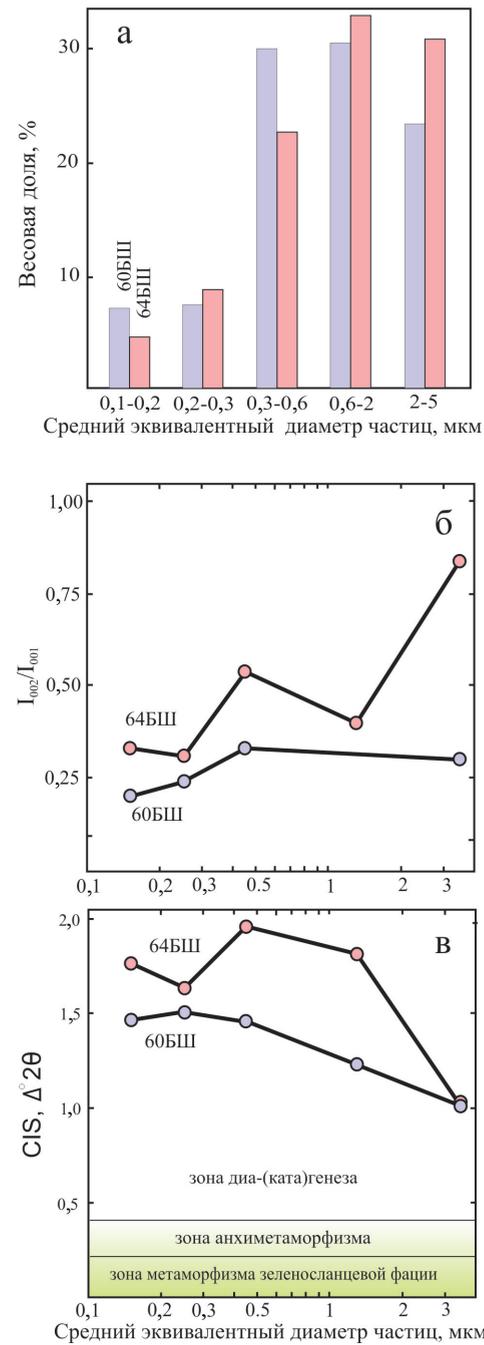


Рис. 160. Весовые доли частиц различного размера во фракции <5 мкм обр. 60-БШ и 64-БШ (а) и зависимости отношения рефлексов I_{002}/I_{001} на дифрактограммах (б) и стандартизованного индекса кристалличности иллита — CIS (в) от размера частиц в глинистых субфракциях обр. 60-БШ и 64-БШ

частиц указывают на то, что условия формирования иллитов в мелкозернистых СФ отличались от соответствующих условий для крупнозернистых СФ.

Поскольку температура является важным фактором, контролирующим «совершенство» кристаллитов иллита (Kisch, 1983; Roberts, Merriman, 1985; Robinson, Bevins, 1986; Essene, Peacor, 1995; Menier, Velde, 2004), различие CIS в крупно- и мелкозернистых СФ может свидетельствовать о различии температурных режимов образования иллитов в этих СФ. Некоторое влияние на величину CIS в СФ 2–5 мкм оказывает и присутствие следов $2M_1$ иллита. М. Кралик и Й. Шрамм (Kralik, Schramm, 1994), изучавшие неметаморфизованные аргиллиты в Северо-Восточных Альпах, показали, что индекс кристалличности иллита в интервале $0,70-1,50^{\circ} \Delta 2\theta$ изменяется обратно пропорционально содержанию политипа $2M_1$.

Морфология субфракций. Большая часть глинистых частиц во всех СФ обр. 60-БШ имеет изометричную неправильную форму, хотя нередко и кристаллы, более или менее сохранившие псевдогексагональный облик. На некоторых гранях в крупнозернистых СФ видны небольшие планкообразные

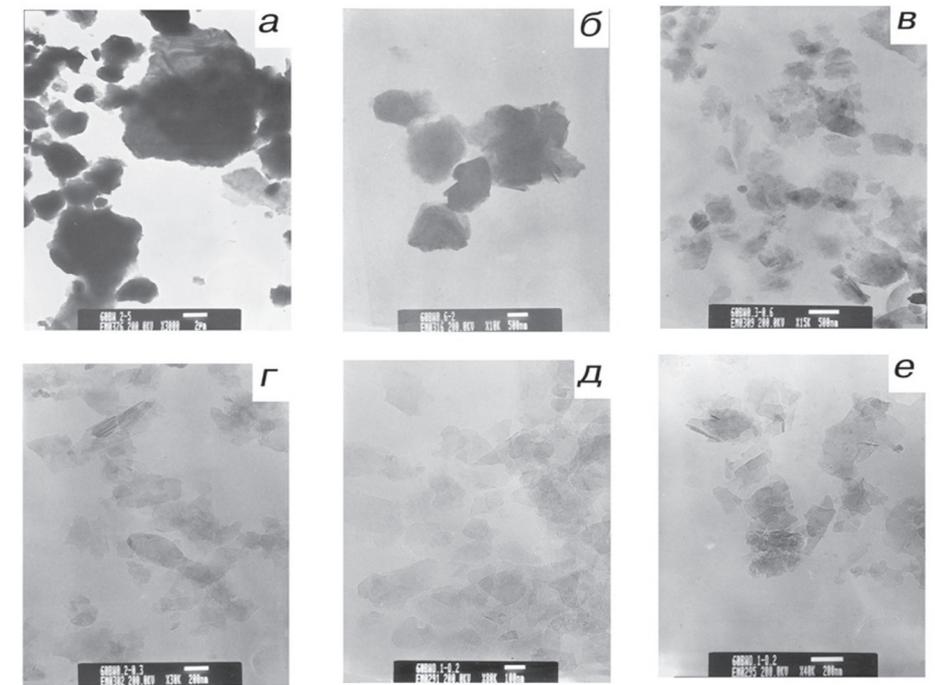


Рис. 161. Микрофотографии минеральных частиц в различных размерных субфракциях обр. 60-БШ, полученные методом просвечивающей электронной микроскопии.

прораствания (рис. 161, *a, б*). По мере уменьшения размера СФ в них появляется, наряду с ксеноморфными пластинами, все большее число частиц с ровными прямолинейными гранями и их агрегатов (рис. 161, *в, г, д, е*).

Изотопная геохимия. Результаты U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar, H- и O-изотопного анализа необработанных СФ, кислотных и ацетатных вытяжек и остатков от выщелачивания для изученных образцов аргиллитов — в табл. 45–48. Обращает на себя внимание плавное изменение большинства параметров в СФ по мере изменения размера частиц. В частности, уменьшение последних сопровождается ростом содержания К и отношения К/Rb (табл. 48).

Отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в кислотных и ацетатных вытяжках ниже, а отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ выше, чем в остатках от выщелачивания. Для вытяжек также характерны менее радиогенные Pb и Sr и более радиогенный Nd по сравнению с остатками. Отсюда, в частности, следует, что в результате выщелачивания разноразмерных СФ в раствор, наряду с продуктами адсорбции на глинистых частицах, переходит несиликатная минеральная фаза, обогащенная обычными Pb и Sr и радиогенным Nd.

Доли выщелачиваемых элементов увеличиваются от относительно крупнозернистых СФ к мелкозернистым, особенно наглядно это выражено для Rb и Sr (табл. 47). Содержание Rb в остатках от выщелачивания растет в обоих образцах по мере уменьшения величины частиц, и только в СФ 0,1–0,2 мкм обр. 64-БШ оно несколько снижается (рис. 162, *a*). Содержания же U, Pb, Sm, Nd и Sr в этих остатках плавно уменьшаются в указанном направлении (рис. 162, *б* и 163, *a, б*), и то же можно сказать об отношении $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (табл. 45). Напротив, измеренные отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в остатках от выщелачивания для мелкозернистых СФ значительно выше, чем для крупнозернистых (рис. 164, *a, б*).

Значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в СФ, по-видимому, не зависят от размера глинистых частиц и варьируют, соответственно, от +16,5 до +17,2 ‰ и от –67 до –79 ‰ V-SMOW.

4.9.4. Изотопная систематика глинистых минералов и продуктов их лабораторного выщелачивания как результат двухкомпонентного смешивания

Прямолинейная зависимость для остатков от выщелачивания разноразмерных СФ в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 164, *a*) может рассматриваться или как изохрона, или как линия смешивания двух различных компонентов. Интерпретация ее как изохроны означала бы, что все изученные глинистые СФ либо когенетичны, т. е. кристаллизовались в одно

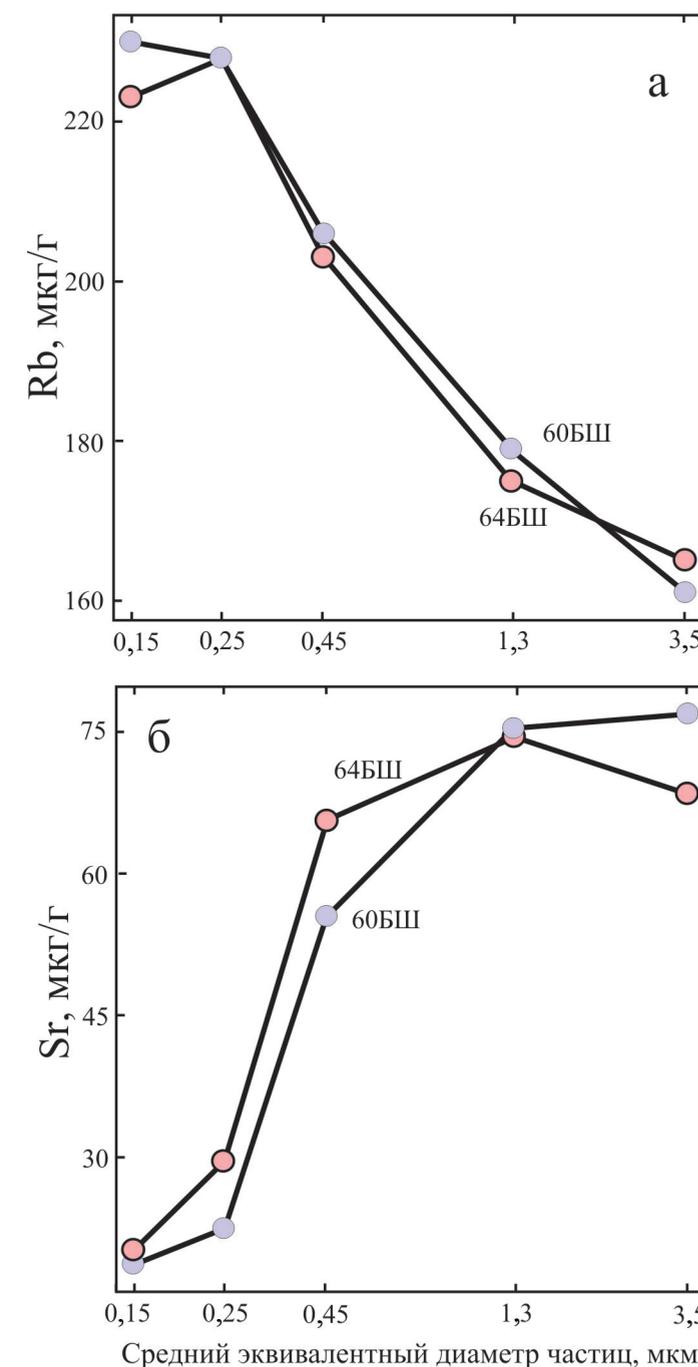


Рис. 162. Содержания Rb (а) и Sr (б) в глинистых остатках после выщелачивания 1N NH₄OAc в зависимости от размера частиц в субфракциях. 1 — обр. 60-БШ; 2 — обр. 64-БШ

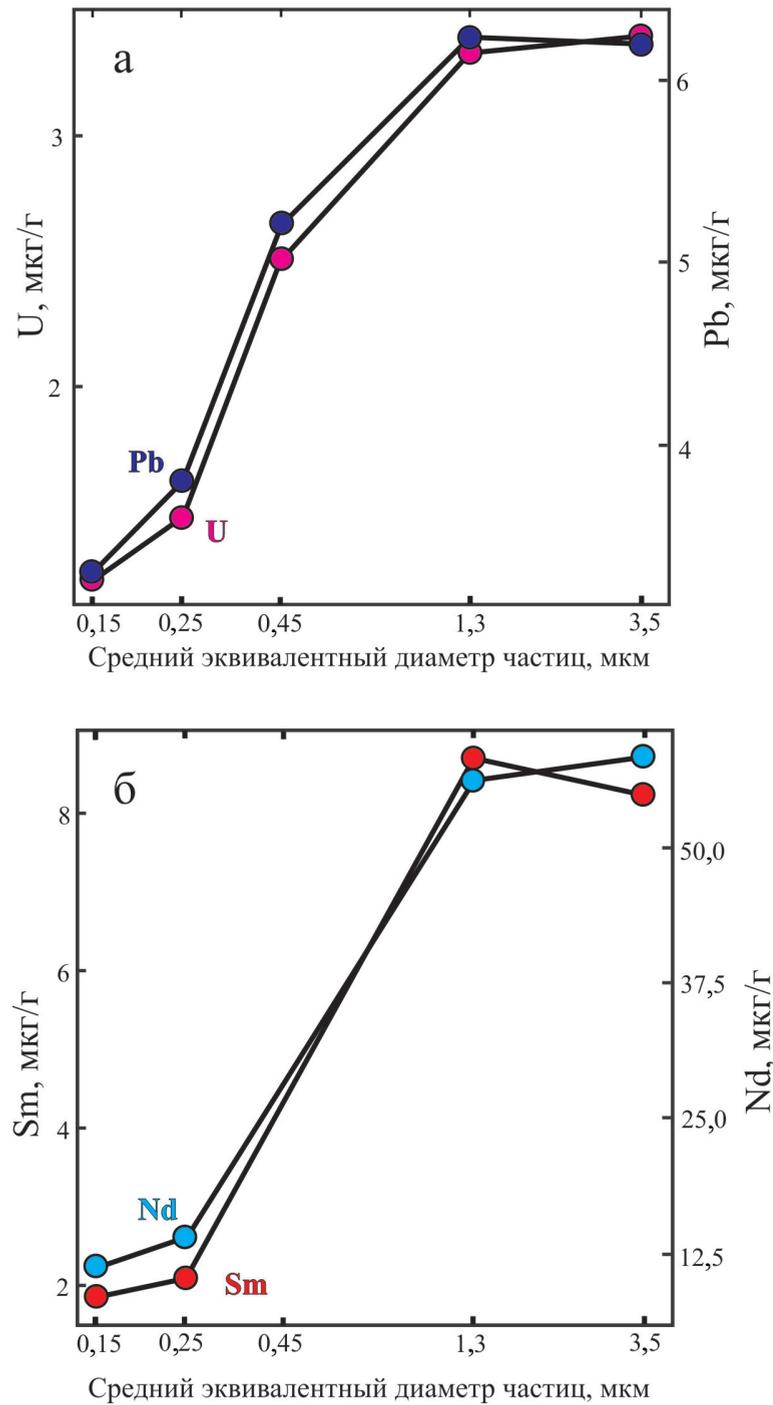


Рис. 163. Содержания U и Pb (а) и Sm и Nd (б) в глинистых остатках обр. 60-БШ после выщелачивания 1N HCl в зависимости от размера частиц в субфракциях

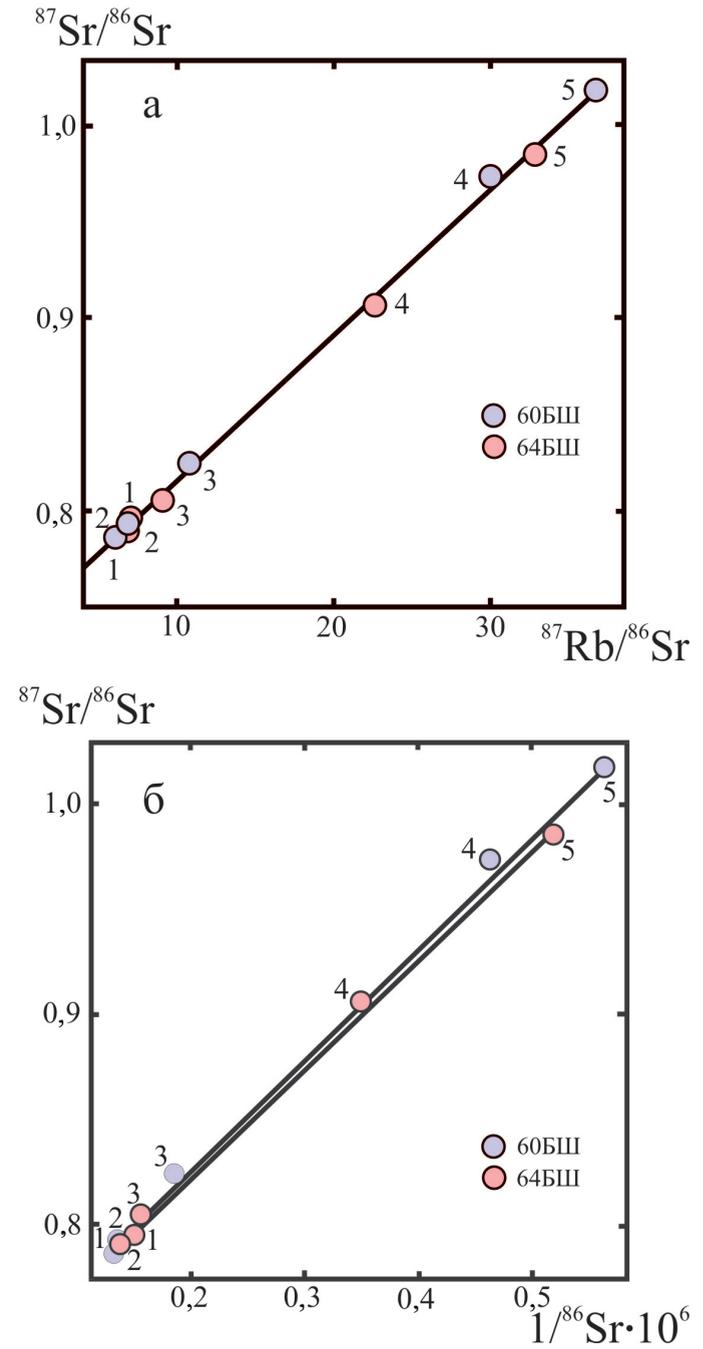


Рис. 164. Зависимость отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от величин $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (а) и $1/^{86}\text{Sr}$ (б) для глинистых остатков разноразмерных глинистых субфракций обр. 60-БШ и 64-БШ. после выщелачивания 1N NH_4OAc . Субфракции: 1 — 2–5 мкм, 2 — 0,6–2 мкм, 3 — 0,3–0,6 мкм, 4 — 0,2–0,3 мкм, 5 — 0,1–0,2 мкм

и то же время с единым первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, либо образовались в разное время, но впоследствии были изотопно уравновешены по отношению к содержащемуся в них Sr.

Первая трактовка подразумевает, что весь аутигенный иллит в инзерских аргиллитах образовался в ходе единого геологического события в одной и той же среде, а различие размеров частиц определялось продолжительностью их кристаллизации. Такая возможность в некоторой степени поддерживается данными электронной микроскопии, свидетельствующими об отсутствии резкого различия морфологии частиц в крупнозернистых и мелкозернистых СФ. Эта трактовка, однако, вступает в очевидное противоречие с результатами химического и изотопного изучения разноразмерных СФ, которые демонстрируют уменьшение отношения K/Rb и концентраций K, Mg, Fe и Rb и увеличение содержаний Al, Sr, Sm, Nd, U и Pb в направлении от мелкозернистых СФ к крупнозернистым (см. табл. 44–48). Механизмом, обеспечивающим различие концентраций в частицах разного размера, могло бы быть так называемое «созревание Оствальда» — возникновение крупных минеральных частиц за счет растворения и перекристаллизации мелких в замкнутой системе (Baronnet, 1982), но в этом случае крупные кристаллы иллита должны были бы, напротив, характеризоваться меньшим содержанием Sr и более высоким Rb/Sr отношением (Eberl et al., 1990; Kralik, Schramm, 1994). Кроме того, в рамках предположения о кристаллизации иллита из единого флюида трудно объяснить различие отношений $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кислотных и ацетатных вытяжках из разноразмерных СФ (рис. 165, а, б, в, г).

Альтернативная трактовка, т. е. «вторичная» гомогенизация изотопного состава Sr в некогенетичных разноразмерных СФ, также представляется маловероятной из-за неопределенности механизма, который мог бы привести к такому результату. В кристаллических породах в качестве механизма изотопной гомогенизации во многих случаях рассматривалась термальная диффузия (Faure, Mensing, 2005). В осадочной обстановке, однако, диффузионные процессы, которые могли бы привести к миграции радиогенных изотопов в твердой фазе, не изучались. В любом случае низкотемпературные условия, в которых находились инзерские аргиллиты на протяжении своей геологической истории, не кажутся способствующими диффузионной миграции компонентов Rb-Sr системы. Таким образом, прямая линия на рис. 164, а, по-видимому, не должна быть интерпретирована ни как «первичная», ни как «вторичная» изохрона.

В то же время приведенные выше вариации K-Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb параметров в сочетании с параллельными тенденциями изменения минералогических характеристик (величин I_{002}/I_{001} и CIS) в разноразмерных

СФ позволяют предполагать, что глинистый материал обоих образцов инзерских аргиллитов состоит из смеси иллитов двух генераций. Об этом же свидетельствуют и прямолинейные зависимости, образуемые фигуративными точками остатков от выщелачивания разноразмерных СФ для обоих образцов на графике в координатах $1/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 164, б). Согласно данным рентгеновской дифрактометрии, доминирующим компонентом фракции с размером частиц < 5 мкм в инзерских аргиллитах является низкотемпературный 1M_d иллит, и только самые крупнозернистые СФ содержат незначительные примеси других минералов. Поэтому можно полагать, что конечные члены твердофазных смесей на рис. 164, а, б представляют собой две различные генерации 1M_d иллита.

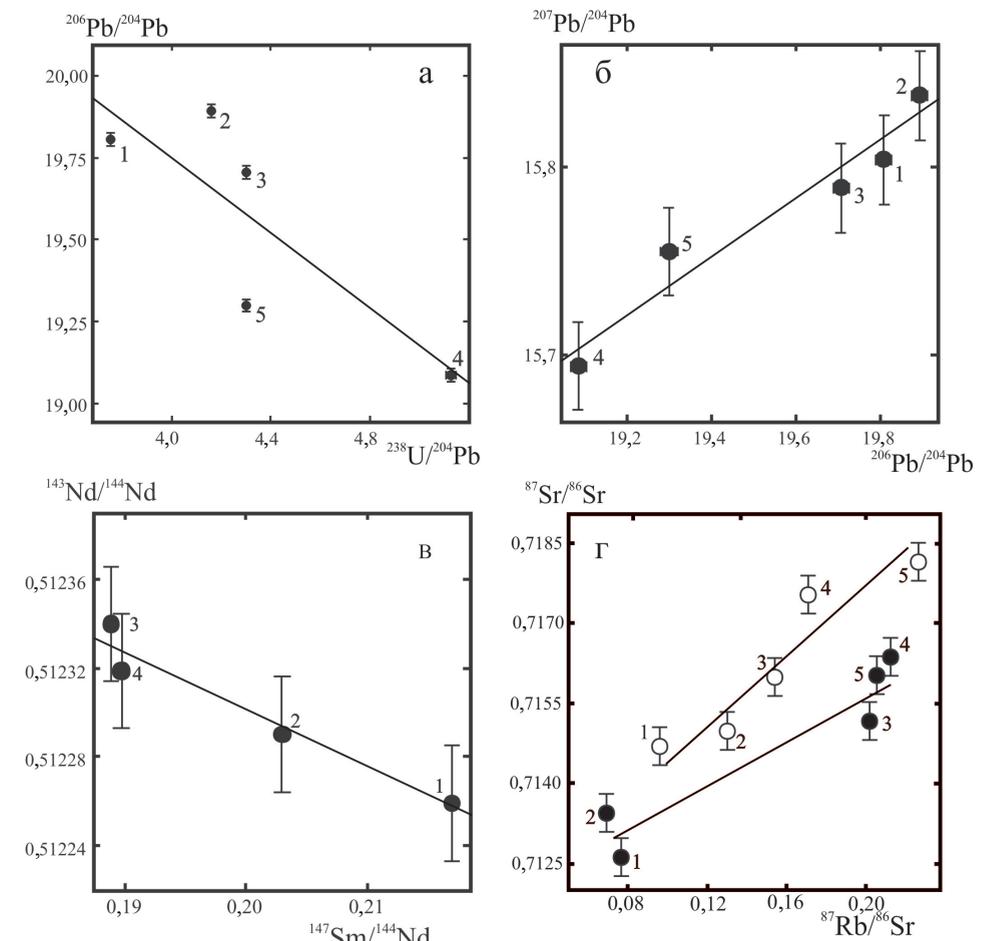


Рис. 165. Связь отношений $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (а), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б), $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (в) и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (г) в кислотных (а, б, в) и ацетатных (г) вытяжках из разноразмерных СФ обр. 60-БШ и 64-БШ. Обозначения см. на рис. 164

Первый конечный член смесей представлен в обоих образцах крупнозернистыми (0,6–2 и 2–5 мкм) СФ, содержащими Al-иллит с низкими отношениями K/Rb и Rb/Sr и высоким отношением $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$. Второй член (СФ 0,1–0,2 мкм) составлен иллитом с меньшим содержанием Al и отношением $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и более высокими отношениями K/Rb и Rb/Sr. Однородность глинистого материала аргиллитов и близость мест отбора может объяснить попарное сходство минералогических и K-Rb-Sr характеристик конечных членов смесей в обоих образцах. Таким образом, прямая линия на рис. 164, а отражает варьирующее соотношение обоих компонентов смеси в разноразмерных глинистых СФ, и ее наклон не имеет геохронологического смысла.

Фигуративные точки кислотных и ацетатных вытяжек для СФ обр. 60-БШ и 64-БШ образуют в координатах $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ индивидуальные линейные тренды (рис. 165, а, б, в, г). Это позволяет предполагать, что и вытяжки для каждого из образцов в терминах U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr систематики представляют собой смеси двух конечных членов. Здесь такие члены, однако, должны быть представлены относительно легко подвижными Sr, Sm, Nd, U и Pb, основная часть которых, вероятно, находится в диагенетических акцессорных карбонатах или фосфатах, а также в межслоевых пространствах иллитовых минералов. Предположение о существовании подобных смесей, однако, не обязательно подтверждается или опровергается нанесением данных на графики в координатах $1/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $1/^{144}\text{Nd}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ или $1/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, хотя примеры таких зависимостей и существуют (Горохов и др., 2007). Действительно, фиксированные концентрации подвижных Sr, Nd и Pb в такого рода конечных членах и их смесях могут существовать лишь в случаях, когда эти конечные члены представлены растворимыми акцессорными минералами. В то же время фиксированные отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ во флюидах, которые для некоторых изотопных систем находились в равновесии с соответствующими генерациями иллита в ходе кристаллизации последних, кажутся в обычных условиях вполне допустимыми. Н. Клауэр и его соавторы (Clauer et al., 1997) изучали глинистые минералы в фанерозойских породах юго-восточной части Центрального Французского массива и получили на изохронной диаграмме для солянокислых вытяжек из равноразмерных глинистых СФ (<0,2 мкм) линию с нереальным Rb-Sr возрастом 1330 млн лет. Они рассматривали эту линию как результат смешивания двух некогенетичных флюидов, которые отличались друг от друга как распределением редкоземельных элементов, так и величиной отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. И. М. Горохов и соавторы (Gorokhov

et al., 2001; Горохов и др., 2002) интерпретировали сходные картины, полученные для верхнедокембрийских аргиллитов, подобным же образом. Такая же интерпретация представляется возможной и для инзерских аргиллитов, особенно в связи с тем, что наклоны прямых линий для вытяжек на диаграмме в «изохронных» координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 165, г) и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 165, б) отвечают нереальным Rb-Sr возрастам ~ 2060 млн лет для обр. 60-БШ и ~ 1500 млн лет для обр. 64-БШ, и Pb-Pb возрасту ~ 2350 млн лет для обр. 60-БШ, а прямые в координатах $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рис. 165 а, в) вообще имеют отрицательные наклоны.

Предположение о том, что изотопный состав Sr, выщелачиваемого из тонкозернистых СФ аргиллитов, может характеризовать обстановку, в которой происходила кристаллизация глинистых минералов, было высказано Н. Клауэром (Clauer, 1976; 1979) и получило ряд подтверждений в более поздних работах этого автора (Clauer et al., 1984; 1990; Clauer, Chaudhuri, 1995). Изучение глинистых СФ в целом ряде рифейских, вендских и кембрийских аргиллитов Северной Евразии (Gorokhov et al., 1994; 2001; Горохов и др., 2002; 2006), в свою очередь, показало, что в этих породах содержатся по меньшей мере две некогенетичные генерации иллита, а мобильный Sr также включает более чем одну изотопную разновидность. Имеются основания полагать, что в таких случаях изотопные разновидности мобильного Sr характеризуют флюиды, которые на разных этапах существования породы служили средой кристаллизации разновозрастных генераций аутигенных минералов. При этом не обязательная, но вероятная когенетичность мобильного и неподвижного Sr в СФ открывает возможность датирования СФ иллита с помощью изохронного анализа триплетов выщелачивания. Такие «внутренние Rb-Sr изохроны», впрочем, дают возраст реальных этапов литогенеза только для тех СФ, которые составлены конечными членами минеральных смесей, представляющими собой моногенерации иллита. Поэтому этот способ определения возраста применим лишь в тех случаях, когда в кислотных (или ацетатных) вытяжках удастся доказать присутствие двух некогенетичных компонентов и можно предполагать существование в прошлом изотопного равновесия между аутигенными минералами и диа(ката)генетическим флюидом.

К сожалению, наша попытка использования «внутренних изохрон», построенных в рамках U-Pb систематики, для оценки возраста этапов литогенеза инзерских аргиллитов оказалась неудачной, несмотря на то, что вариации отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ как в мобильной фазе (рис. 165, а), так и в остатках после выщелачивания (табл. 45) позволяли предполагать наличие в этих фазах смесей некогенетичных компонентов. В координатах

$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ диапазон кажущихся возрастов индивидуальных размерных СФ по триплетам: кислотная вытяжка — остаток от выщелачивания — необработанная субфракция составляет 370–670 млн лет и с учетом стратиграфического положения пород инзерской свиты и значения Pb–Pb возраста, полученного для ее известняков — 836 ± 25 млн лет (Овчинникова и др., 1998), мог бы соответствовать постседиментационным преобразованиям глинистых осадков. Такой возможности не противоречит предполагаемый Pb–Pb возраст эпигенетической сульфидной минерализации (470 млн лет) в вышележащих породах миньярской свиты (Овчинникова и др., 2000). Однако простой интерпретации этих линейных последовательностей как «внутренних изохрон» мешает то труднообъяснимое обстоятельство, что вычисленные U–Pb возрастные значения (600–670 млн лет) для мелкозернистых (0,1–0,2 и 0,2–0,3 мкм) СФ существенно выше соответствующих значений (370–430 млн лет) для крупнозернистых (0,3–0,6, 0,6–2 и 2–5 мкм) СФ. Поэтому нет уверенности в том, что подвижные и неподвижные U–Pb компоненты инзерских аргиллитов когда-либо находились в изотопном равновесии. Остается неясной и другая проблема: в каких минеральных фазах глинистых пород содержатся компоненты U–Pb системы?

Sm–Nd систематика триплетов выщелачивания также не дает повода для оптимизма. Кажущиеся возрасты, которые отвечают наклону линий, соединяющих фигуративные точки кислотной вытяжки, остатка после выщелачивания и необработанной субфракции, для СФ 2–5, 0,6–2, 0,2–0,3 и 0,1–0,2 мкм равны, соответственно, 840, 1050, 1150 и 1090 млн лет. Наиболее крупная СФ 2–5 мкм имеет возраст, близкий к полученному в терминах Rb–Sr систематики для СФ этого же размера. Однако, как и в U–Pb систематике, трудно объяснить возрастание полученных значений с уменьшением размера частиц в СФ, поэтому возникает сомнение в существовании в тонких (менее 2 мкм) СФ инзерских аргиллитов изотопного равновесия между подвижными и неподвижными компонентами Sm–Nd системы. Так или иначе, датировки, полученные в рамках этой изотопной аксиоматики, трудно интерпретировать.

Кажущиеся возрасты, вычисленные из наклонов «внутренних Rb–Sr изохрон» (рис. 166 и 167), равно как и K–Ar возрасты (табл. 48), постепенно уменьшаются от, соответственно, 835–836 и 721–773 млн лет для СФ 2–5 мкм до 572–580 и 555–580 млн лет для СФ 0,1–0,2 мкм (рис. 168, а, б). Поскольку ранний диагенез карбонатных пород инзерской свиты происходил 836 ± 25 млн лет назад (Овчинникова и др., 1998), эти возрастные интервалы представляются разумными оценками периода постседиментационной эволюции глинистых осадков. Наши предыдущие исследования

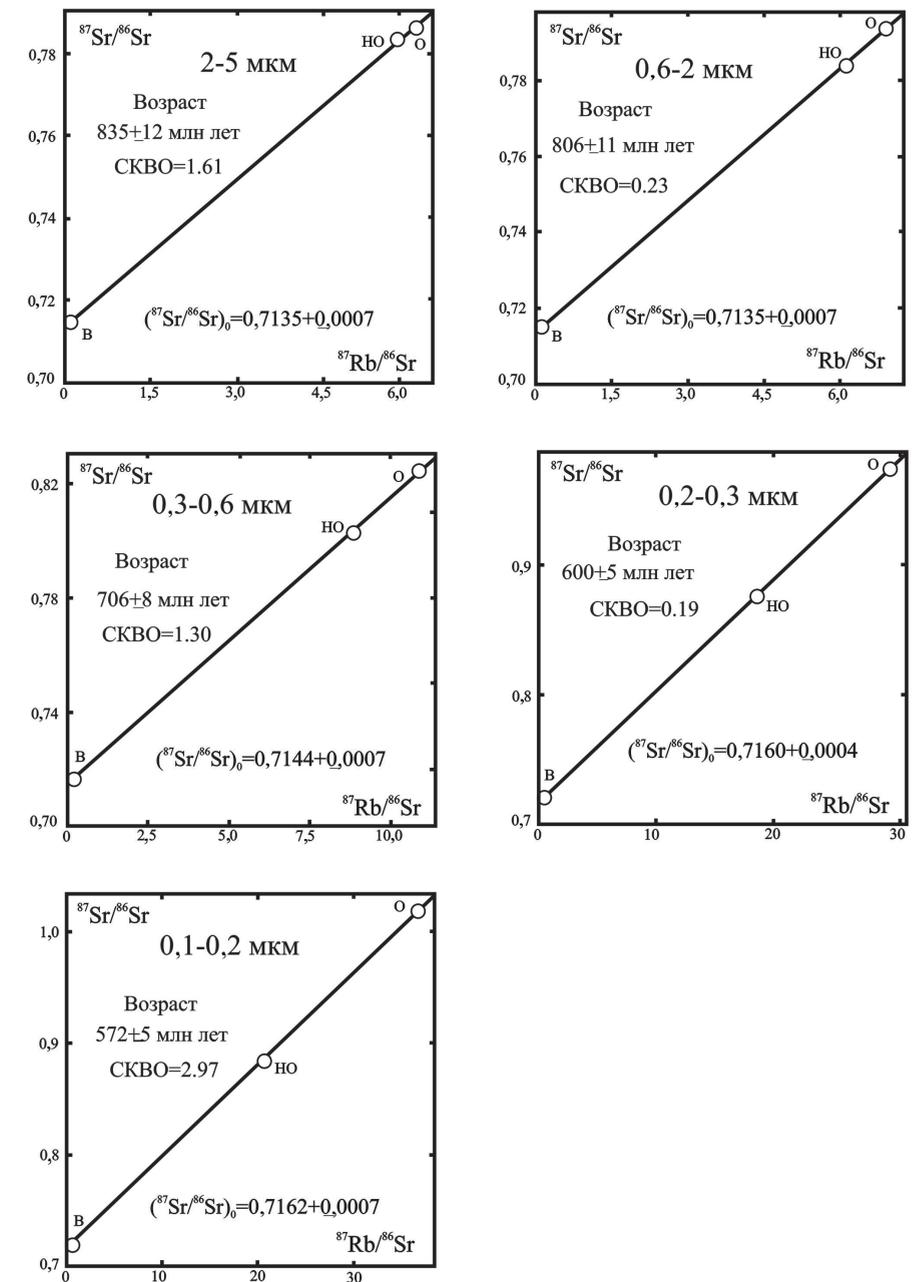


Рис. 166. «Внутренние изохроны» для необработанных глинистых субфракций (НО), ацетатных вытяжек (В) и остатков после выщелачивания (О) обр. 60-БШ

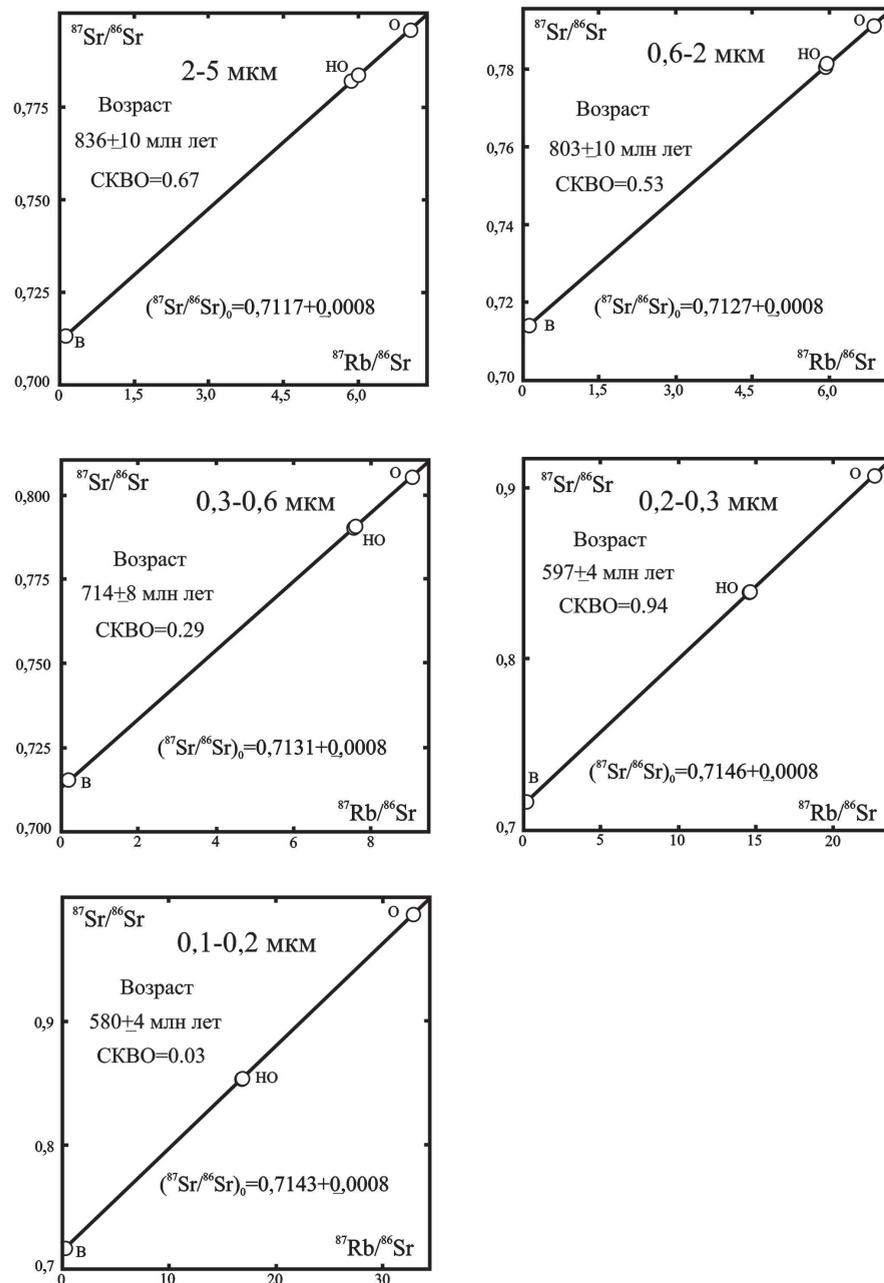


Рис. 167. «Внутренние изохроны» для необработанных глинистых субфракций (НО), ацетатных вытяжек (В) и остатков после выщелачивания (О) обр. 64-БШ

верхнепротерозойских и нижнепалеозойских осадочных последовательностей Северной Евразии дали ряд примеров соответствия Rb-Sr возраста ранних генераций аутигенного иллита процессам, близким во времени к моменту отложения глинистых осадков (Gorokhov et al., 1994; Горюхов и др., 1997; 2006; 2010; Zaitseva et al., 2011). Сопасающиеся же Rb-Sr и К-Аг датировки, полученные для самой мелкозернистой СФ, дают основание полагать, что содержащаяся в ней вторая генерация 1M_d иллита образовалась 555–580 млн лет назад. В рамках аксиоматики смешивания очевидно, что все СФ, содержащие глинистые частицы промежуточных размеров, включают смеси этих некогенетичных генераций, и их кажущиеся возрасты не имеют геохронологического смысла.

При переходе от крупнозернистых СФ к мелкозернистым, первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ возрастает от 0,7135 до 0,7162 в обр. 60-БШ и от 0,7117 до 0,7143–0,7146 в обр. 64-БШ (рис. 168, в). Его значения, однако, для всех СФ превышают соответствующие отношения в морской воде инзерского палеобассейна (Кузнецов и др., 1997; 2003; 2014). Причинами этого могут быть: (1) кристаллизация аутигенного глинистого материала вскоре после седиментации в среде, которая не находилась в изотопном равновесии со Sr морской воды или (2) образование глинистых минералов в более позднее время в контакте с флюидами, отличавшимися по изотопному составу Sr от среды седиментации.

Первый механизм подразумевает существование на ранней стадии захоронения осадков замкнутой геохимической системы, исключающей заметную миграцию химических элементов в ходе аутигенного минералообразования (см., например, Bloch, Hutcheon, 1992; Clauer, Chaudhuri, 1995). В этом случае отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в поровом флюиде, не обмениваемом более с морской водой, повышается за счет конгруэнтного растворения детритового материала, служащего источником катионов, которые необходимы для аутигенного минералообразования. Доля силикатного Sr в поровом флюиде может доходить до 45 % (Awwiller, 1994). Аутигенные минералы, кристаллизующиеся в такой обстановке, будут иметь повышенное первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по сравнению с отношением в одновозрастной морской воде (Clauer et al., 1990; Gorokhov et al., 1994).

Второй механизм требует изменения флюидного режима на некоторой стадии литогенеза. Это может происходить в результате проникновения внешнего флюида в осадочную толщу под влиянием тектонических факторов. Равным образом такое изменение может быть вызвано глубоким погружением осадочной последовательности или, напротив, ее поднятием в зону циркуляции метеорных вод. В этом случае новообразование или перекристаллизация глинистого материала происходит

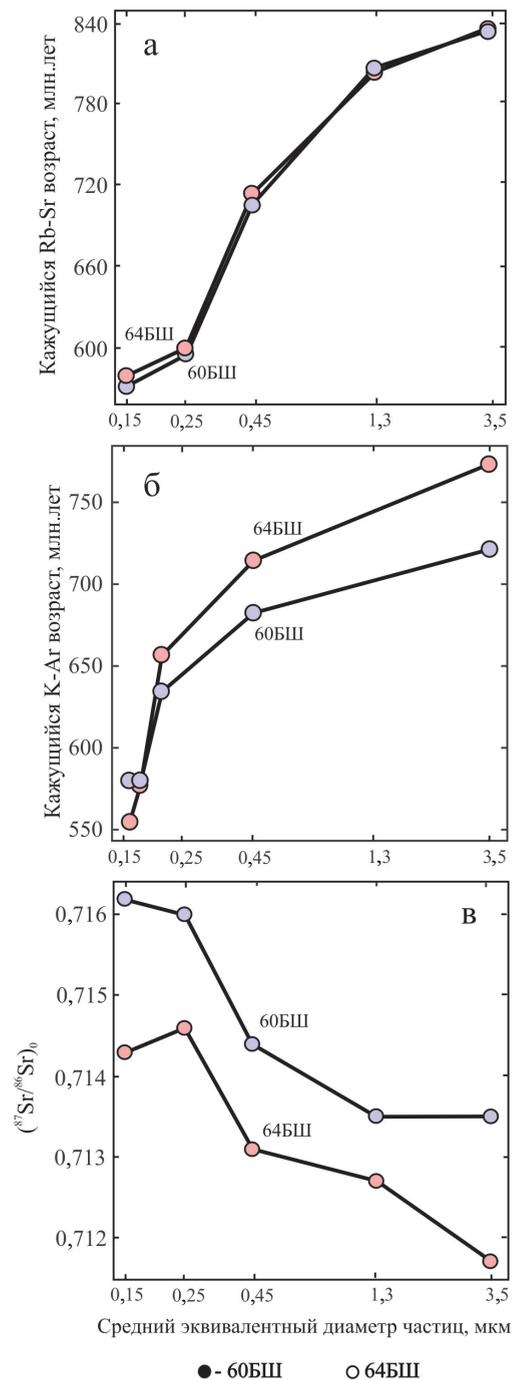


Рис. 168. Зависимость кажущихся Rb-Sr (а) и К-Аг (б) возрастов и первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, вычисленных для «внутренних изохрон», (в) от размера глинистых частиц в субфракциях обр. 60-БШ и 64-БШ

в условиях открытой системы, а интенсивность процесса регулируется проницаемостью породы.

4.9.5. Геологические события, приведшие к образованию двух генераций иллита в аргиллитах инзерской свиты

Глинистый компонент инзерских аргиллитов включает две аутигенные генерации иллита и содержит их в различных пропорциях. Эти две генерации возникли в средах с различающимися отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Частицы обеих генераций имеют изометричную форму и псевдогексагональный облик.

Первая генерация иллита преобладает в СФ 2–5 и 0,6–2 мкм. Их Rb-Sr возрасты составляют, соответственно, 835–836 и 803–806 млн лет (см. рис. 166 и 167). СФ 2–5 мкм, однако, содержит небольшую примесь детритового $2M_1$ иллита. Поэтому можно полагать, что возраст первой генерации иллита в инзерских аргиллитах лежит в интервале 803–836 млн лет и близок ко времени седиментации инзерских осадков. В изученном разрезе аргиллиты перекрываются толщей карбонатных пород, скоррелированных с инзерскими известняками северо-западной части Башкирского антиклинория, возраст раннего диагенеза которых по данным Pb-Pb метода составляет 836 ± 25 млн лет (Овчинникова и др., 1998). Rb-Sr возраст второй генерации иллита в самых мелкозернистых (0,1–0,2 мкм) СФ лежит в интервале 572–580 млн лет (см. рис. 166 и 167). Иллит второй генерации мог образоваться в инзерских аргиллитах под влиянием какого-либо из постпозднерифейских событий в Уральском палеобассейне.

Иллит первой генерации формировался сразу после накопления вышележащих карбонатов, когда аргиллиты могли находиться на глубине 450–500 м. Наиболее распространенный механизм образования аутигенного иллита в ходе погружения глинистых осадков связан с трансформацией смешанослойного иллит-сметтита за счет К и Al, поступающих в поровый флюид из разрушающихся в условиях диагенеза обломочных полевых шпатов и слюд (Boles, Franks, 1979; Środoń, Eberl, 1984; Meunier, Velde, 2004). Образование иллита регулируется целым рядом факторов, среди которых следует выделить температуру и химический состав диагенетического флюида, интенсивность флюидного потока, а также длительность периода захоронения осадков.

Обычно предполагается, что процесс иллитообразования происходит в интервале температур 55–145 °C (Hower et al., 1976; Boles, Franks, 1979; Środoń, Eberl, 1984; Freed, Peacor, 1989), т. е. после погружения осадков на глубину 2 км и более. Однако температура трансформации смектита и смешанослойных глинистых минералов в иллит в значительной степени

определяется отношением вода/порода и может быть более низкой. В проницаемых зонах, где циркуляция флюида весьма интенсивна, преобразование смектита в иллит наблюдалось на глубине около 500 м при температуре лишь около 20–30 °С (Buatier et al., 1992). На переход смектит-иллит влияет также текстура осадков: при прочих равных условиях слоистые аргиллиты содержат большую долю иллита по сравнению с массивными (Freed, Peacor, 1989). В некоторых случаях микротрещиноватость значительно увеличивает поток флюида через аргиллиты, делая его соизмеримым по величине с потоком в песчаниках (Capuano, 1993).

Высокие концентрации в диа-(ката)генетическом флюиде калия и кремнезема за счет растворения К-полевого шпата, слюд и каолинита при низком содержании карбонатов в породе способствуют началу иллитизации при относительно низкой температуре (Singer, Stoffers, 1980; Bjørkum, Gjelsvik, 1988; Hamilton et al., 1992; Small, 1993). Д. Харпер и его соавторы (Harper et al., 1995) показали, что вторичный иллит в верхнекембрийских породах юго-запада провинции Онтарио, Канада, образовался при температуре 40–50 °С, совместимой с геотермическими градиентами и историей погружения изученных толщ. К такому же выводу на основании детального изучения геохимии изотопов кислорода и водорода в этих породах пришли К. Зиглер и Ф. Лонгстаф (Ziegler, Longstaffe, 2000a; 2000b). Примеры и возможные механизмы низкотемпературного формирования иллита на малых глубинах рассматривались и в работах других авторов (Bethke, Altaner, 1986; Deconinck et al., 1988; Kirsimäe et al., 1999; Kirsimäe, Jørgensen, 2000; Moore, 2000; Huggett et al., 2001; Huggett, Cuadros, 2005).

Иное объяснение возникновению иллита на глубине около 500 м в нормально погружавшихся осадках Парижского седиментационного бассейна дали Ж.-Р. Моссман, Н. Клауэр и их соавторы (Mossmann et al., 1992; Clauer et al., 1995; 1996). Эти исследователи предположили, что процесс иллитизации был здесь высокотемпературным и инициировался периодическими аномальными термальными импульсами, совпадавшими во времени с раннеюрской тектонотермальной активностью. Подобным же образом краткие эпизоды поступления горячих рассолов активизировали образование иллита независимо от глубины погружения и в других регионах (Morton, 1985b; Elliot, Aronson, 1987; Hay et al., 1988).

В позднерифейской истории Уральского палеобассейна не упоминается о каком-либо значительном тектоническом событии, которое могло бы стать причиной интенсивных горизонтальных флюидных потоков. Однако именно в осадках инзерского времени отмечается тенденция нарушения типичной для южноуральских позднерифейских разрезов литофациальной зональности (Маслов, 1997). Можно предполагать, что в инзерское

время в Уральском палеобассейне располагавшийся на Русской платформе и господствовавший на протяжении всего позднего рифея платформенный источник сноса был значительно редуцирован.

Мощность разрезов инзерской свиты на относительно коротком участке, в пределах 60 км на восток от изученного разреза в Алатауском антиклинории, увеличивается в 2 раза. При этом отмечается смена морских карбонатных фаций глинисто-алевритовыми и далее — прибрежными алеврито-песчаными (Маслов, 1988). Последнее предполагает, что накопление инзерских осадков могло происходить в условиях относительно быстрого прогибания восточных частей палеобассейна. В результате этого прогибания изменилась внутренняя архитектура инзерского бассейна седиментации. Давление, возникшее в результате погружения и сжатия наиболее глубоких его частей, привело к возникновению уровней с повышенным пластовым давлением захороненных поровых вод. Отток этих вод происходил не только вверх, но и в стороны по «водоносным горизонтам» вдоль напластования пород. Один из таких проводящих каналов, возможно, находился в пределах или соседствовал с маломощным глинистым пластом, включающим обр. 60-БШ и 64-БШ и расположенным между литифицированными карбонатами катавской и инзерской свит. При этом элизионные воды, отжатые с глубин около 1000 м, мигрировали бы в западные части палеобассейна. Поэтому проникновение извне элизионных вод допустимо рассматривать как вероятную причину формирования первой генерации аутигенного иллита в инзерских аргиллитах 803–836 млн лет назад, подобно тому, как это установлено для песчаников Северного моря (Darby et al., 1997).

Альтернативой тектонической гипотезе может быть значительно более быстрое (в течение 30 млн лет) накопление вышележащих отложений катавской серии, включая миньярскую, укскую и, вероятно, криволукскую свиты. Суммарная мощность осадков названных свит без учета размывов и уплотнения варьирует от 1,6 до 2,2 км, что обеспечивает литостатическое образование аутигенного иллита.

Формирование иллита второй генерации (с возрастом 572–580 млн лет) происходило в вендское время, после того как территория Южного Урала испытала несколько крупных тектонических перестроек, связанных с развитием горного сооружения: региональное поднятие в толпаровско-суировское время, трансгрессию в бакеевское время, приближение северо-западного источника сноса в урюкское время, расширение и углубление палеобассейна в басинское время (Беккер, 1988; Лучков, 1997; 2000).

Благоприятные условия для формирования второй генерации иллита существовали в урюкско-басинское время, в период углубления Уральского палеобассейна. К-Аг датировки глауконитов урюкской и басинской свит

лежат в интервалах 569–582 и 557–600 млн лет соответственно (Стратотип рифея, 1983), а К-Аг возраст тонкозернистого аутигенного иллита басинской свиты равен 582 млн лет (Зайцева и др., 2009). 572–580 млн лет назад глубина погружения пород инзерской свиты в районе опробования вновь достигала критического уровня иллитообразования — 2000–2500 м. Таким образом, к возникновению второй генерации иллита в инзерских аргиллитах могло привести простое литостатическое погружение осадков.

Если же рассматривать другие возможные причины образования второй генерации иллита 572–580 млн лет назад, следует упомянуть важное событие в послебакаевской истории Южного Урала — коллизионные деформации и метаморфизм пород Башкирского мегантиклинория, связанные с эволюцией Белорецкого метаморфического комплекса (Giese et al., 1999; Пучков, 2000; Glasmacher et al., 2001). Остывание пород этого комплекса, метаморфизованных в условиях от амфиболитовой до зеленосланцевой фации, происходило 597–542 млн лет назад (Glasmacher et al., 1999; 2001). Воздействие вендского метаморфизма на рифейские осадочные породы проявлено в широком развитии хлоритоида в 10–15 км зоне, примыкающей к Белорецкому комплексу. Изученный разрез находится на расстоянии 40 км от метаморфического комплекса, вероятно, такая близость могла повлиять на гидрогеологический и температурный режим рифейских отложений.

Примеры подобных соотношений хорошо известны. М. Боном (Bonhomme, 1987) предположил, что тектонические обстановки растяжения или сжатия, вызывающие увеличение теплового потока и миграцию геоизотерм по направлению к поверхности, могут быть причиной широкомасштабных катагенетических событий на больших площадях. У. Шалтеггер и его соавторы (Schaltegger et al., 1994) получили по <0,2-мкм фракциям кембрийских глинистых сланцев северо-западного Марокко Rb-Sr датировки в интервале 309–348 млн лет и считали их результатом герцинского метаморфизма, минералогические проявления которого были обнаружены на расстоянии более 30 км от района исследований. Дж. Мортон (Morton, 1985a) интерпретировал Rb-Sr изохрону, полученную по <0,2-мкм фракциям верхнедевонского аргиллита Вудфорд, как отражение главной деформационной фазы позднепалеозойской уачитанской орогении на юго-востоке Северо-Американского континента, даже несмотря на то, что этот аргиллит находился далеко от области главных деформаций и его удаление от зоны надвига составляло 60–350 км.

Таким образом, иллит второй генерации в тонкозернистых СФ инзерских аргиллитов мог образоваться в период, когда 542–597 млн лет назад на территории Южного Урала заканчивалось формирование Белорецко-

го метаморфического комплекса. Исследования проявлений начального метаморфизма в докембрийских и палеозойских глинистых и аспидных сланцах Башкирского мегантиклинория (Matenaar et al., 1999; Glasmacher et al., 2004) обнаружили в некоторых инзерских породах значения CIS иллита, близкие к границе зон диагенеза и анхиметаморфизма. Этот вариант интерпретации позволяет объяснить также существующее различие Rb-Sr и К-Аг датировок иллита первой генерации (803–836 и 683–773 млн лет соответственно) как результат преимущественной потери этим иллитом радиогенного ^{40}Ar по сравнению с ^{87}Sr при вторичном термальном воздействии (см., например, Clauer et al., 2003). Средой формирования иллита второй генерации в аргиллитах инзерской свиты при такой интерпретации были бы инфильтрационные воды, проникавшие в породы по ослабленным зонам в ходе тектонических подвижек.

4.9.6. Заключение

Из изложенного следует, что: (1) даже тонкозернистый материал аргиллитов (фракция <5 мкм) содержит смесь по меньшей мере двух неогенетических генераций иллита; (2) для идентификации и датирования этих генераций — конечных членов минеральных смесей требуются гранулометрическая сепарация вещества аргиллитов на субмикронном уровне, процедура выщелачивания и элементный и изотопный анализ мобильных и неподвижных компонентов в выделенных субфракциях в сочетании с рентгеновским изучением глинистого материала; (3) хотя U-Pb и Sm-Nd методы полезны при изучении систематики смешивания в аргиллитах, для определения изотопного возраста моногенераций иллита наиболее эффективными являются Rb-Sr и К-Аг методы; (4) интерпретация полученных изотопных датировок должна основываться на детальной независимой информации, касающейся генетической истории анализируемого глинистого материала. Последняя требует привлечения всей суммы имеющихся геологических, литологических, минералогических и биостратиграфических данных.

Новые геохронологические данные о возрасте аутигенного иллита инзерской свиты в стратотипе верхнего рифея находят связь с главными этапами формирования Уральского палеобассейна в ходе его эволюции от пассивной окраины в позднем рифее до предгорного прогиба в позднем венде.

Авторы выражают искреннюю благодарность А. В. Маслову за консультации и полезные замечания, касающиеся палеогеографических и палеогеодинамических проблем эволюции Уральского бассейна в рифее и вен-

де. Мы также весьма признательны Б. М. Гороховскому, Е. Н. Самсоновой и А. В. Баскакову за помощь при масс-спектрометрических измерениях и химической подготовке образцов для изотопного анализа и Г. В. Котову за получение электронных микрофотографий.

ГЛАВА 5. МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ВОПРОСЫ НАКОПЛЕНИЯ И ПЕРЕОТЛОЖЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ДОКЕМБРИЕ

Специфика формирования докембрийских месторождений в определенной мере связана с проблемой однонаправленности глобальных преобразований коры и мантии, что в общем случае связано с усложнением состава и строения океанической и континентальной коры и мантии, как это было рассмотрено в предыдущих главах монографии. Представляется, что различные минеральные типы месторождений ассоциируются с циклами образования и перерывами в формировании континентальной коры, а также с синхронными и/или сопряженными процессами в литосферной мантии.

В последние десятилетия появилось много изотопных определений возраста, что позволило выявить специфичность распределения во времени месторождений (рис. 169) с характерными пиками в определенные периоды развития Земли (*Meÿer*, 1984; *Barley, Groves*, 1992; *Goldfarb et al.*, 2001).

«Однонаправленность» эволюции распределения генетических типов месторождений может быть связана: 1) с эволюцией атмосферы — гидросферы — биосферы, 2) с закономерным уменьшением глобального теплового потока во времени (*Leshner*, 1989) и 3) с долговременными изменениями в тектонических процессах (*Barley, Groves*, 1992). С уменьшением теплового потока непосредственно связаны изменения тектонических процессов, и оба они создают долговременный потенциал сохранения террейнов различного возраста. Отсюда можно сделать вывод, что комплементарные и сопряженные геологические процессы представляют собой важный контроль временного распределения месторождений.

5.1. МЕТАЛЛОГЕНИЯ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА И ПЛАТИНОИДОВ В СВЯЗИ С ПРОЯВЛЕНИЕМ ГЛОБАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

5.1.1. Ювенильная континентальная кора и циклы образования суперконтинентов

Здесь рассмотрены свидетельства эволюции континентальной коры, циклов формирования континентов, природа мантийных плюмов и их влияния на эти циклы, а также перехода от архейского плюмового стиля к неопротерозойскому стилю плит-тектоники. Это делается для того, что-

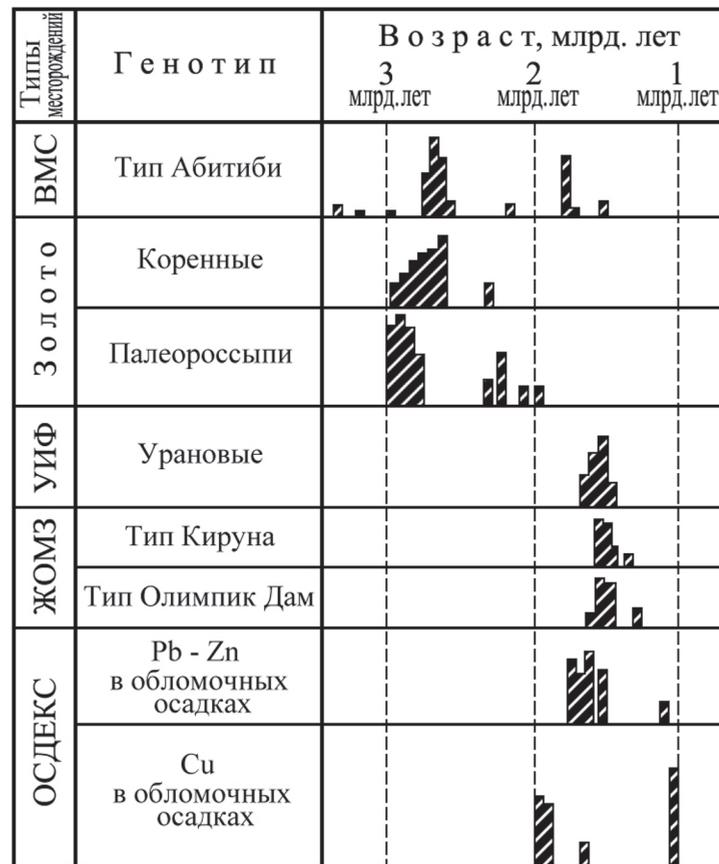


Рис. 169. Распределение во времени образования месторождений разных генетических типов: ВМС — вулканогенные массивные сульфидные, УИФ — урановые инфильтрационные формации, ЖОМЗ — железоокисные медно-золоторудные, ОСДЕКС — осадочно-эксталяционные (по Groves et al., 2005 с изменениями)

бы объяснить вариации во времени в металлогении золота и металлов платиновой группы.

Эволюция Земли тесно связана с потерей тепла, понижением мантийной температуры и ее вязкости, а также мощности субконтинентальной литосферы. Некоторые авторы связывают распределение изотопных возрастов с ростом континентальной коры (Тейлор, МакЛеннан, 1988). Распределение U-Pb цирконовых возрастов, вместе с Nd и Hf изотопными данными, подтвердило, что коровый рост был замедлен до 3,0 млрд лет и происходил значительно в периоды с пиками роста в 2,7 и 1,9 млрд лет (рис. 170). В интервале 2,75–2,60 млрд лет известно преобладание зеленокаменных поясов и гранитоидов на всех континентах (например, в кратоне Йилгарн, Австралия; провинциях Слейв и Абитиби в Канаде; кратонах Зимбабве и Каапваал в Ю. Африке; Сао Франсиско в Бразилии; Карельском в Финноскандии и др.). Наряду с двумя главными пиками роста коры 2,7 и 1,9 млрд лет существуют и небольшие пики с 2,8, 2,5, 2,1, 1,7 млрд лет (Condie, 2000). Нужно отметить, что распределение пиков роста континентальной коры соответствует времени развития золоторудных провинций и является важным репером контроля глобальной металлогении.

Изотопные возрасты, полученные для архейских кратонов, подтверждают, что первый суперконтинент был образован при коллизии древних континентальных блоков и ювенильных океанических террейнов (островных дуг и океанических плато) в период 2750–2650 млн лет (рис. 170). Главные золоторудные докембрийские провинции, распространенные в кратонах

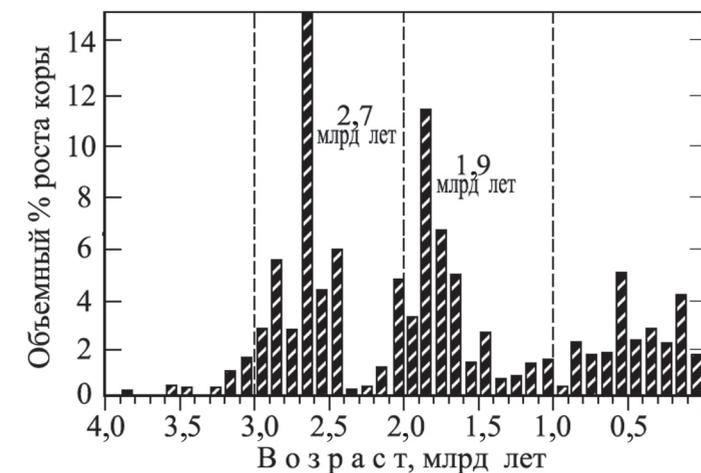


Рис. 170. Частота роста ювенильной континентальной коры, основанная на общем объеме коры и на U-Pb по циркону возрастам и Nd изотопных данных (по Condie, 2000)

Сьюпериор, Слейв, Йилгарн, Зимбабве, Каапваал и Сао Франсиско, были сформированы в это же время, что подтверждено исследователями (*Goldfarb et al.*, 2001). Финальный разрыв позднеархейского суперконтинента произошел в палеопротерозое между 2200 и 2100 млн лет, и за этим произошло образование нового суперконтинента между 1900 и 1800 млн лет, в связи с коллизией протоматериков Лаврентии, Балтии и Сибири (*Pesonen et al.*, 2003), (рис. 171). Гигантское золоторудное месторождение Хоумстейк в Канаде образовалось близко к этому времени (*Dahl et al.*, 1999).

В целом можно констатировать, что орогенические платинометалльные и золоторудные месторождения, которые были сформированы позднее 3,4 млрд лет, достаточно редки по сравнению с более молодыми месторождениями (начиная с возраста около 2,7 и 2,0–1,8 млрд лет и моложе), а типы золоторудных месторождений (орогенные и анорогенные) выражают временное распределение и коррелируют с эпизодическим проявлением корового роста.

5.1.2. Мантийно-плюмовые события и суперконтинентальный цикл

Главные пики скоростей роста ювенильной коры определяются событиями, связанными с мантийными плюмами. Мантийно-плюмовые события представляют собой достаточно кратковременные события (<100 млн лет), в течение которых они воздействуют на основание литосферы и таким образом оказывают влияние на геологические процессы в коре. Во время таких событий плюмовая активность может концентрироваться в одном или многих подъемах-апвеллингах мантийного вещества. Эти события могут быть идентифицированы по изверженным породам, т. е. породами мантийных плюмов — «плюмовыми производными». Используя комбинации плюмовых производных, таких как флуд-базальты, коматииты, высокомагнезиальные лавы, гигантские рои даек и расслоенные интрузии, D. Abbot и A. Isley (2002) выявили около 30 плюмовых событий за последние 3,8 млрд лет. Они производили ювенильную континентальную кору в главные периоды 2,75, 2,45, 1,8, 1,75, 1,65 млрд лет (рис. 172).



Рис. 171. Схема возможного существования в Южном полушарии единого суперконтинента периода палеопротерозойской коллизии Лаврентии, Балтии и Сибири при образовании Родинии, когда начался ее распад на суперконтиненты Гондвана и Лавразия

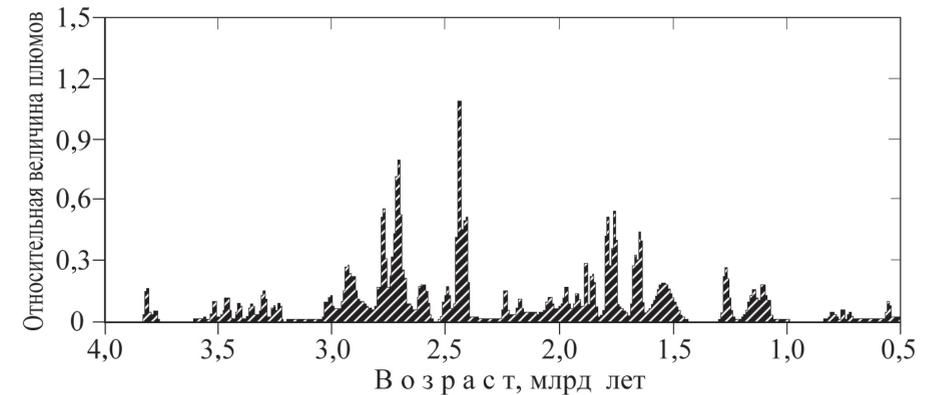


Рис. 172. Распределение мантийно-плюмовых событий (*Abbot, Isley, 2002*)

Существуют два типа мантийно-плюмовых событий: одно ассоциирует с образованием суперконтинентов и второе — с их разрывом. Обычно предполагается, что плюмы, ассоциирующие с мантийным апвеллингом, способствуют фрагментации суперконтинентов. Таким способом они могут послужить основой для формирования относительно небольших кратонических блоков, таких как, например, Йилгарн или Пилбара в Западной Австралии (*Trubitsyn et al.*, 2003). «Головы» плюмов могли иметь диаметр до 2500 км, и при таких мантийно-плюмовых событиях объемы и площади ювенильной континентальной коры могли достигать значительных размеров, по крайней мере таких, как отмечает для архея К. Конди (*Condie, 2000*). Возможно, поэтому сомнительно то, что только плюмовые

события 2,7 и 1,9 млрд лет производили ювенильную кору, к тому же они были достаточно кратковременными (менее 100 млн лет). В противоположность этому кратконообразующие события были более долговременными (по крайней мере более 200 млн лет) и широко распространенными. К. Конди (*Condie*, 1998) утверждал, что разрыв суперконтинента мог достигать глубины до 660 км в мантии, в результате чего плюм возникал на глубинах немного выше ядра. О плюмовых событиях древнее 2,7 млрд лет могут свидетельствовать мантийные мафит-ультрамафитовые расслоенные интрузии кратона Пилбара возраста 2,9 млрд лет: Муни-Муни, Дуго, Рэдио Хилл. Маунт Шолл, несущие платинометальное и Ni-Co-Cu оруденение, причем платинометальное оруденение считается крупнейшим в Австралии (*Hoatson, Shen-Su Sun*, 2002). Исследования этих авторов показали, что расслоенные интрузии кратона Пилбара имеют сходные минералогические, геохимические и изотопные черты и произошли из Al-деплетированной высокомагнезиальной базальтовой родительской магмы. Такого типа магмы являлись вещественными свидетельствами архейского роста кратонов, сопровождаемых также роом даек Кадгерина, обладающих высоким гравитационно-аэромагнитным потенциалом и потенциалом платинометальной минерализации. Также определения возраста роя даек Черного Хребта подтвердили их роль в качестве подводящих каналов для флуд-базальтов группы Фортескью кратона Пилбара.

Образование континентов с ювенильной континентальной корой времени 2,7 и 1,9 млрд лет отразилось и на образовании железорудных месторождений, вмещающих золоторудную минерализацию. Так, например, наиболее объемные слоистые железорудные формации (BIF) были отложены в интракратонных или платформенных бассейнах во время стояния высокого уровня моря в позднем архее и палеопротерозое. Обогащение железом и кремнеземом в этих породах происходило из глубинных гидротермальных источников морского дна. Два главных пика в отложении BIF в 2,7 и 1,9 млрд лет хорошо коррелируют и тоже могут быть объяснены мантийно-плюмовыми событиями этого времени. Также и подъем морского уровня в 1,9 млрд лет был причиной плюмового события, выраженного в формировании мелководного морского бассейна вдоль континентальных платформ, необходимого для захоронения железорудных формаций.

Рост коры, связанный с мантийно-плюмовыми событиями, происходил при приращении магматических дуг внутри континентальных границ или путем аккреции океанических дуг к континентам. Образование суперконтинента происходило не мгновенно в масштабах даже геологического времени. Возможно, разрыв позднеархейского суперконтинента между 2,2 и 2,1 млрд лет послужил началом для возникновения суперплюма 1,9 млрд лет и формирования последующих более мелких плюмов. На рис. 169 вул-

каногенные массивные сульфидные месторождения (ВМС) типа Абитибиды и орогенические золоторудные месторождения коррелируют с мантийно-плюмовым событием 2,7 млрд лет.

На фоне общей тенденции охлаждения Земли, в архее продолжались различные тектонические процессы. Например, горячая мантия в архее должна была производить больше МПГ в океанических хребтах, а отсюда и в океанической коре должно было содержаться больше этих металлов и она должна быть мощнее, чем современная (около 7 км). Возможно также, что в архее существовало множество мелких океанических плит, которые могли объединяться. Современная океаническая литосфера стала обладать нейтральной плавучестью около 20 млн лет назад (*Davies*, 1992), после чего у нее появились признаки отрицательной плавучести. В раннем архее, несмотря на горячую мантию, плиты оставались с нейтральной плавучестью и только в позднем архее стали обладать отрицательной плавучестью (*Davies*, 1992), и поэтому только с этого времени появилась возможность проявления субдукционных явлений.

5.1.3. Тектоническая эволюция и изменения в размещении благородных металлов

Порфировые Cu-Au месторождения, некоторые из которых обладают значительными запасами, приурочены к конвергентным границам (*Sillitoe*, 1997), особенно те, которые проявлены одновременно с высококалийным магматизмом (*Ларин*, 2011). Они образуются на неглубоких уровнях (меньше 3–1 км) в дуговых или задуговых обстановках, для которых характерна высокая скорость тектонического подъема пород. Такие месторождения типичны для третичной и мезозойской эпох, но некоторые отмечены А. М. Лариным (*Ларин*, 2011) для неопротерозоя Восточной Сибири, а также выявлены и в архее (кратон Пилбара, Австралия (*Hoatson, Shen-Su Sun*, 2002)). Образование таких золоторудных месторождений связано с обогащением среды летучими компонентами (например, H₂O, CO₂, H₂S).

Наиболее ранние орогенические золоторудные провинции известны в архее в кратонах Пилбара и Каапваал, они имеют возраст около 3,4 млрд лет (*Zegers et al.*, 2002). Наиболее важным в экономическом отношении является месторождение Барбертон, имеющее возраст 3,1 млрд лет (*de Ronde et al.*, 1991). Ранние золоторудные месторождения в кратоне Пилбара соответствуют ранним этапам роста континентальной коры. Другие отвечают этапу массового корообразования в золоторудных провинциях Минас-Жейрас в Бразилии, Сьюпериор в Канаде, Йилгарн в Австралии и района месторождения Колар в Индии (рис. 173).

Несмотря на заметный (рис. 173) рост коры в интервале времени от 1,8 до 1,2 млрд лет, для этого периода отсутствуют золоторудные месторождения. Это подтверждает, что вероятен и другой дополнительный фактор, кроме роста континентальной коры, который играет роль в распределении золоторудных месторождений. Так, архейские и палеопротерозойские золоторудные месторождения располагались вдоль вытянутых супракрустальных поясов обычно в центральных частях кратонов, а неопротерозойские и фанерозойские месторождения располагались в вытянутых поясах вдоль границ кратонов. Отсутствие мезо-неопротерозойских золоторудных месторождений можно объяснить несохранностью потенциально вмещающих такие месторождения террейнов. Месторождения золота, залегающие

в архейских и палеопротерозойских кратонах, вероятно, размещались в плавучей СКЛМ, которая с трудом подвергалась растяжению. Отсюда у таких золоторудных месторождений был высокий шанс сохранять размещение вблизи границ кратонов или в середине небольших кратонических блоков, которые были распространены в мезоархее, где поздняя орогения могла быть причиной поднятия и эрозии таких террейнов. В противоположность неопротерозойскому тектоническому стилю, протяженные метаосадочные и метавулканические породы доминирующих аккреционных поясов размещались вдоль краев кратонов с их отрицательной плавучестью, и их СКЛМ должна была бы быть более устойчивой к поднятию и эрозии. Таким образом, вероятно, что мезо-неопротерозойские орогенические золоторудные месторождения образовывались во время главных континентальных корообразующих событий периода 1,7–0,6 млрд лет. Но большинство из них было образовано, вероятно, в условиях, сходных с существующими невоскрытыми месторождениями, например Сухой Лог в Восточной Сибири (Мигачев и др., 2008).

Орогенические золоторудные месторождения связаны с гранитоидными интрузиями в метаморфических поясах и могут характеризоваться: 1) пространственной ассоциацией с относительно редуцированными гранитоидами, 2) карбонатно-гидротермальными флюидами, 3) ассоциацией золота с Bi, W, Sn, Mo, Te, Sb, 4) низким содержанием сульфидов и отсутствием окислов железа, 5) тектоническим положением в конвергентных границах. Такие небольшие месторождения золота представлены в поясах неопротерозойско-раннепалеозойского возраста: в Северо-Байкальской структуре (месторождение Каралон), Бамское месторождение в зоне сочленения Алданского и Станового террейнов, месторождение Форт Нокс на Аляске, золоторудная провинция Тинтина на Юконе в Канаде и ряд других. Авторы, исследующие такого рода золоторудные интрузивные комплексы (например, Lang and Baker, 2001), показали, что они имеют корово-мантийные признаки и щелочной, пералюминиевый состав.

Орогенные золоторудные месторождения образовывались на больших коровых глубинах в деформированных конвергентных границах в периоды начиная с 3,4 млрд лет. Золоторудные месторождения были сформированы в коре над плавучей субконтинентальной литосферной мантией и были сохранены в центральных частях кратонов. В мезопротерозое плюмовая активность затихла, и тектоника перешла к плейт-тектоническому стилю, при этом субконтинентальная литосферная мантия стала обладать более отрицательными свойствами плавучести. От этого орогенические пояса периода 1,7–0,6 млрд лет приобрели другие свойства в отношении подъема

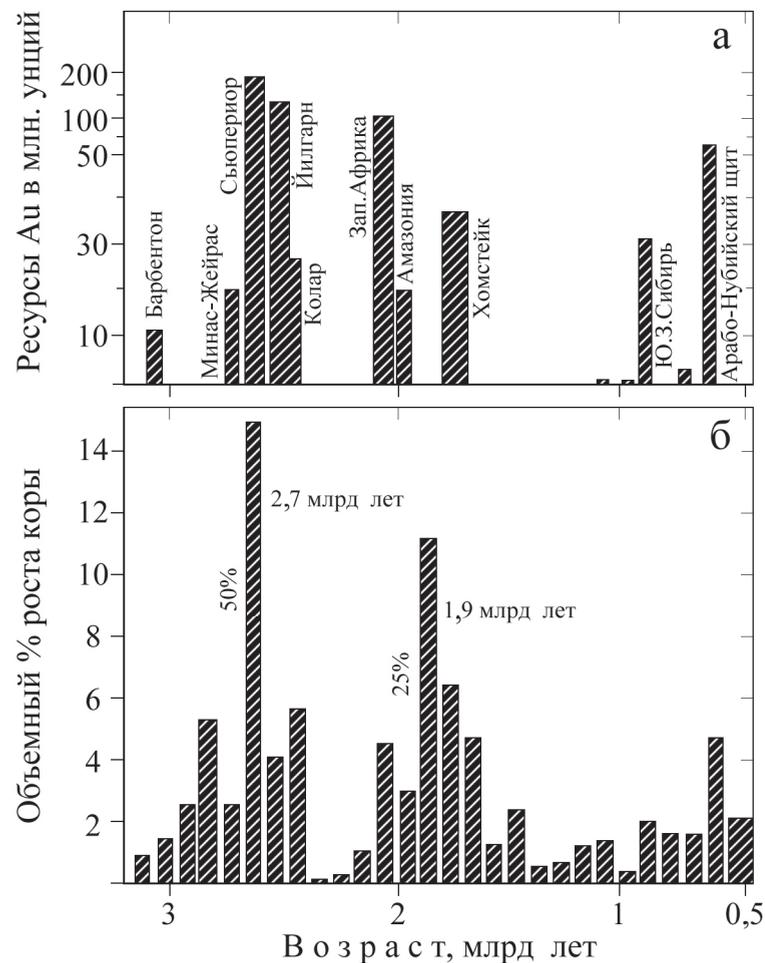


Рис. 173. Корреляция времени образования золоторудных месторождений и провинций в докембрии (по Goldfarb et al., 2001) и периодов корового роста (по Condie, 2000)

и эрозии, а золоторудные месторождения, формирующиеся в это время, легче подвергались тектоническому захоронению.

Для группы архей-палеопротерозойских платинометалльных месторождений, сформированных при участии мантийных породных производителей, относительно важным фактором рудоносности является время их образования. Аккреция Земли произошла в результате слипания планетоземалей, астероидов и хондритов в солнечном диске 4,56 млрд лет назад, причем это слипание происходило неравномерно как по площадям, так и по химическому и геохимическому составу. Углеродистые хондриты (СХ) были обогащены элементами платиновой группы (PGE: Ir, Re, Os, Ru, Rh, Pt, Pd), Cr, Au, и Ni, в то время как энстатитовые хондриты (ЕХ) обогащены более летучими из них, такими как Ni, Pd и Au. Отсюда можно сделать вывод, что регионы, аккрецированные из СХ и ЕХ метеоритов и планетоземалей, отличаются от районов, составленных из ординарных материалов количествами PGE, Ni, Au. Исследования реликтов ядер астероидов показали их Re-Os возраст 4540 ± 17 млн лет, а содержания в некоторых из них Pt, Pd и Ni отмечаются высокими концентрациями (McCoy *et al.*, 2011) (табл. 49).

Бомбардировка астероидами и метеоритами в хадейский этап жизни Земли (4,0–3,85 млрд лет) уничтожила раннюю мантию и первичную мафит-ультрамафитовую кору. Но она вновь добавила PGE в формирующуюся палеоархейскую мантию, а затем и кору. Это и послужило источником PGE и Ni для пород и месторождений последующих геологических эпох. Эти импактные события нашли отражение в некоторых породах древнейших слоев Земли, которые содержат переотложенные импактиды в горизонтах возраста 3,26–3,24 млрд лет в зеленокаменном поясе (ЗКП) Барбертон (кратон Каапваал). Они залегают в слое между мафит-ультрамафитовой корой (3,55–3,26 млрд лет, группа Онвервахт) и перекрывающими ее турбидитами, фельзитовыми вулканитами, железистыми породами и конгломератами (3,26–3,23 млрд лет — группы Фиг Три и Модис). Эти породы коррелируют с подобными отложениями в кратоне Пилбара (Glikson, Vickers, 2005). Носителями ранних импактных событий аккреции Земли являются микрокристаллические сферулы в кремнистых слоях среди пород палеоархейских ЗКП, и они же дают представление об их геохимических свойствах как представителей эоархейской PGE и Ni минерализации. Микрокристаллические сферулы-содержащие линзы пород были обнаружены в кремнях и диамиктитах, а циркон из сферул-содержащих пород дал возраст 3470 ± 2 млн лет (Byerly *et al.*, 2002). Ni-Cr-Co содержание по данным SEMEDS и LA-ICP-MS анализов (по тем же авторам) показывают высокие значения этих металлов в сферулах, подтверждая мафиче-

ский состав их источника. Ni/Cr и Ni/Co отношения в сферулах выше, чем в архейских толеитах и Mg-базальтах (бонинитах), отражая такие же отношения в хондритах. Кроме того, в зеленокаменном поясе Барбертон находятся сферулы и октаэдры Ni хромитов ($NiO > 24\%$), неизвестные в земных породах хромиты с высоким содержанием Co, Zn и V (Byerly, Lowe, 1994) и микровключения наночастиц с Ni и PGE (Glikson, Allen, 2004; Glikson, 2005). Богатые Ni хромиты ассоциируют с сульфидами (Grove *et al.*, 1977) и имеют низкое отношение Fe_2O_3/FeO , возможно связанное с конденсацией сферул в условиях низко-кислородной атмосферы в эо- и палеоархее.

Распределение аккрецирующих Землю астероидов и метеоритов разных составов было неоднородно (Burkhardt *et al.*, 2012), что вызвало дальнейшее неоднородное глобальное размещение месторождений PGE и Au в сформированной раннедокембрийской континентальной коре. На мафит-ультрамафитовом основании палеоархейской коры были заложены ТТГ комплексы и палеоархейские зеленокаменные пояса с незначительным проявлением Ni-PGE и Au минерализации. Из них было известно одно лишь небольшое по запасам месторождение Шангани в поясе Барбертон, Каапваальский кратон в Ю. Африке. Средние и крупные по запасам месторождения сульфидного Ni с PGE минерализацией появились в мезоархейских и главным образом в неоархейских зеленокаменных поясах, в тесной связи с коматиитами.

Такие палеоархейские месторождения среднего размера (Муни-Муни и др.) известны в кратоне Пилбара, З. Австралия, а крупные неоархейские месторождения там же в кратоне Йилгарн (типа Камбалда). Коматиитовые провинции с Ni-PGE месторождениями связаны с плюм-тектоническим магматизмом вновь сформированной мантии, проявленной в древнейших рифтогенных структурах ядер палеоконтинента Пангея (рис. 174). Здесь же в связи с фельзитовыми дифференциатами коматиит-базальтовых вулканитов были образованы золоторудные месторождения крупных полей Голдфилдс в кратоне Йилгарн, зеленокаменных поясов Ю. Африки (Барбертон), Ю. Америки (Минас-Жейрас), Индии (Колар), С. Америки (Абитиб). Содержания PGE, Ni, Au в хондритах, в примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995) могут отражать эоархейские значения в ядре и породах ранней мантии. Эти значения иногда превышают содержания PGE, Ni, Au во вновь образовавшейся мантии, отраженные в средних содержаниях этих элементов в коматиитах и MORB (Crocket, 2002), а также в породах других резервуаров, таких как толеиты (Brugmann *et al.*, 1993), бониниты (Peck, Keays, 1990) и островодужные пикриты (Pearson, Woodland, 2000) (табл. 50).

На рис. 175 показано предполагаемое относительное стоимостное значение в млн долларов концентраций элементов Au, PGE и Ni в эоархейских

земных резервуарах и типовых мафит-ультрамафитовых породах. Площадные резервуары изображены темно-розовым цветом на фоне контуров современных континентов, а также показано неоднородное размещение месторождений. Кроме того, зелеными линиями показано возможное расположение палеорифтов, где происходили глубинные плюм-тектонические события, дававшие начало ранней ювенильной коре и приуроченным к ней месторождениям.

Относительно платинометальной рудоносности важным фактором является возраст мантийных мафит-ультрамафитовых тел и рифтогенных структур. Наиболее активным в архее был коматиитовый магматизм, имеющий плюм-тектоническое происхождение и позволяющий наиболее быструю доставку таких магм к верхнекоровым уровням. Таким образом, возраст мафит-ультрамафитовых изверженных серий и вмещающих их пород

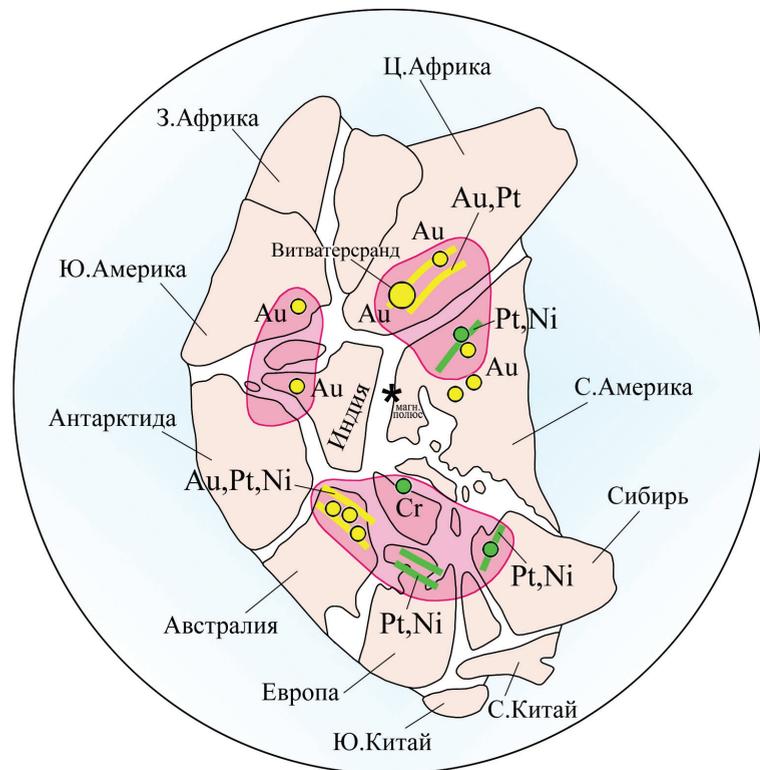


Рис. 174. Реконструкция суперконтинента Пангея в полярных координатах. Розовым показано возможное положение аккрецированных планетоземалий, несущих ранние концентрации платиноидов и золота. Зеленым отражено положение крупнейших палеорифтов неархей и раннего палеопротерозоя (2,5–2,4 млрд лет), которые вскрыли раннюю палеомантию и дали материал для коматиитовых и мафит-ультрамафитовых интрузий с платинометальными месторождениями, а также месторождений золота

может играть важную роль как ведущий фактор в разведочной геологии. Это обстоятельство является фактом, определяющим то, что содержания платиноидов распространены в большей степени в коматиитах и коматиитовых базальтах, а также приурочены к древнейшим бонинитовым интрузиям, размещенным в архейских провинциях (табл. 51).

Таковыми типичными коматиитовыми ассоциациями, вмещающими сульфидно-никелевые с платиноидами магматические месторождения, являются ассоциации в неархейских (3,0–2,7 млрд лет) зеленокаменных поясах 3. Австралии (тип Камбалда) и Канаде (пояса Абитибиды) или ассоциации с коматиитовыми базальтами, палеопротерозойскими бонинитами и габбро-верлитами рифтогенного пояса Томпсон в архей-протерозойской провинции Черчилл в Канаде (Condie, 2001; Zwanjic et al., 2007) и Печенги в Кольской архейской провинции. В противоположность этому коматииты из палеоархейских (3,6–3,4 млрд лет) зеленокаменных поясов или их фрагментов, типа пояса Барбертон в Ю. Африке, не несут заметного сульфидно-никелевого и платинового оруденения. Так, например, небольшое месторождение Бон Аккорд хотя и относится к коматиит-вмещающим

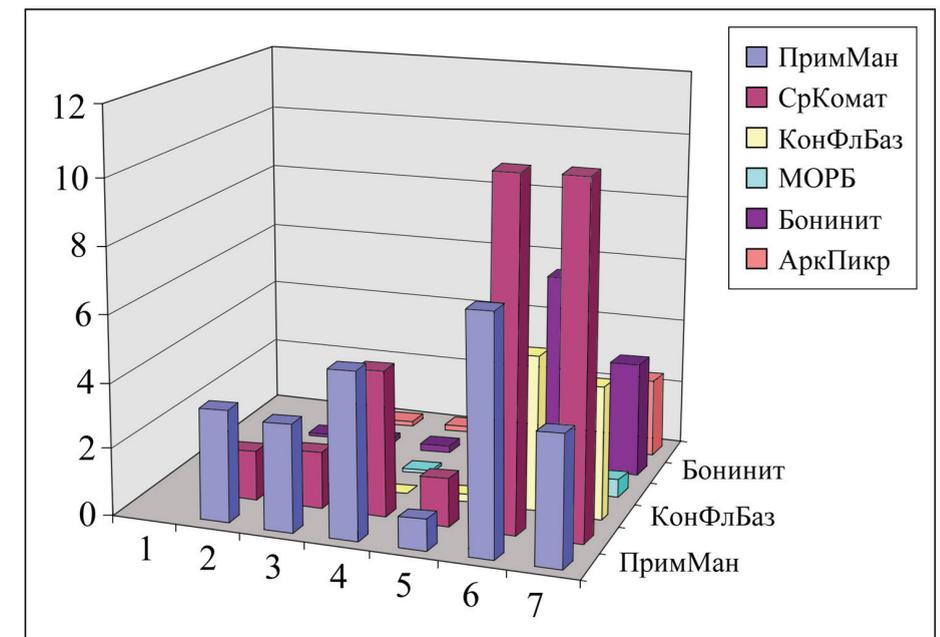


Рис. 175. Предполагаемые относительные стоимостные значения в млн долларов концентраций элементов Au, PGE и Ni в земных резервуарах и типовых мафит-ультрамафитовых породах (рассчитаны автором только для раннего докембрия по Л. И. Красному, 2000) для Пангеи, создавшей ядра будущих континентов и частей континентов (1— Зап. Африка, 2 — Ю. Америка, 3 — Сибирь, 4 — Индия + Ю. Китай, 5 — Европа, 6 — Австралия, 7 — Ц. и Ю. Африка)

(Tredoux et al., 2014) и предельно богато Ni (до 36 % NiO), но исключительно обеднено серой и платиноидами. Причиной незначительного распространения Ni-PGE сульфидных руд в коматиитах Ю. Африки является обедненность их серой.

Магматические PGE руды, ассоциирующие с коматиитами, обычно находятся в основании лавовых потоков коматиитов или коматиитовых базальтов. Наиболее популярной является модель рудообразования, учитывающая магматическую ассимиляцию серы из осадочного субстрата. Коматииты имеют значительно более высокий платиноидный потенциал по сравнению с базальтами. Это может быть объяснено более высокой температурой их расплавов (1560 °C) по сравнению с базальтами (1250–1200 °C) и в связи с этим большей способностью к ассимиляции любых несущих серу окружающих пород (Arndt et al., 1998) (табл. 51). Вполне объяснимо отсутствие руд в областях, содержащих богатые серой осадочные породы, но не имеющих коматиитовых лавовых потоков, или в областях, содержащих подобные потоки, но не содержащих пород, которые могли бы быть источником серы.

Платиноносные руды обычно ассоциируют с неоархейскими коматиитами интрузивных и вулканических фаций или же с бонинитовыми и габбро-верлитовыми интрузиями, приуроченными к толеит-базальтовым вулканитам палеорифтовых поясов в архейских провинциях (Турченко, 2007). Неоархейские (2,85–2,7 млрд лет) рудоносные коматиит-содержащие провинции представлены зеленокаменными поясами Норсеман-Калгурли, Агню-Вилуна и Форрестайнья в Западной Австралии; поясами Кидд-Мунро и Тисдейл в провинции Абитибиде в Канаде. Палеопротерозойские бонинитовые платиноносные мафит-ультрамафитовые интрузии с возрастом 2,5–2,35 млрд лет характеризуют глобальный этап рифтогенеза и распространены в большинстве архейских кратонов. Они представлены платиноносными интрузиями с малосульфидно-никелевым оруденением: в архейском кратоне Зимбабве — Великая Дайка (2460±16 млн лет), в рифтогенном обрамлении Карельского кратона на Фенноскандинавском щите — линейные пояса интрузий Койлисмаа-Суханко в Сев. Финляндии и Олангской группы в Сев. Карелии; расслоенные интрузии Кольского полуострова — Мончеплутон и Федорово-Панские Тундры (2450–2470±30 млн лет); интрузии комплекса Ист Булл Лейк (2,45 млрд лет) в провинции Онтарио на Канадском щите.

Более древние коматиитсодержащие зеленокаменные пояса с возрастом 3,6–3,4 млрд лет, распространенные в Каапваальском кратоне в Ю. Африке и кратоне Пилбара в З. Австралии, несут лишь слабо выраженное платиноносное оруденение. В разновозрастных поясах Абитибиде (Канада)

в палеоархейских коматиитах также отсутствует платиноидная минерализация, в то время как неоархейские коматиит-содержащие пояса несут сульфидно-никелевые с платиной месторождения и признаки контаминации сульфид-содержащих сланцев (Sproule, 2002). Это может поддерживать модель соотношения между возрастом коматиитовых лав и их потенциальной возможностью ассимилировать вмещающие породы и нести сульфидно-никелевое с платиной оруденение.

Древнейшие коматииты отчетливо отличаются по главным элементам и элементам-примесям от более молодых коматиитов любых докембрийских провинций. Наиболее заметно это в отношении деплетированности древнейших коматиитов (например, пояса Барбертон в Ю. Африке) Al_2O_3 , Ti, V, Sc и HREE (Nesbit et al., 1979). Предполагается, что эти особенности состава связаны с низкими степенями (около 30 %) парциального плавления мантии в условиях высокого давления от 7 до 10 ГПа (Hersberg, 1992). Условия высокого давления мантийных расплавов характеризовали палеоархейскую мантию ранних этапов эволюции Земли (рис. 176). Однако некоторые зеленокаменные пояса, такие как пояса Абитибиде в Канаде, содержат оба типа коматиитов, и, соответственно, можно предположить, что деплетированные глиноземом и не деплетированные коматииты могли быть образованы и вынесены из разных по глубинности частей одного

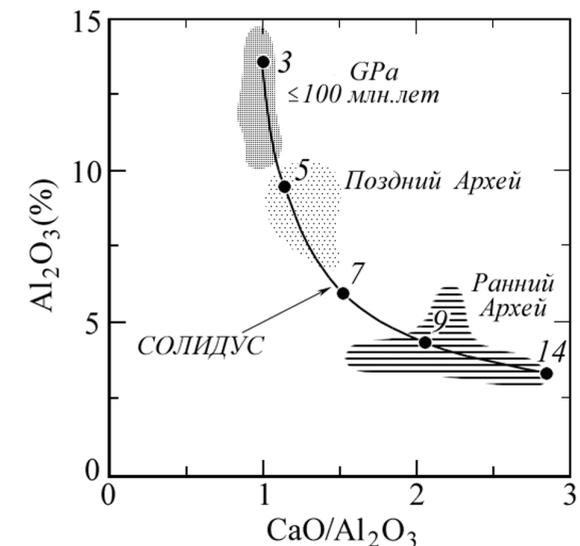


Рис. 176. Точками показана область с давлением 5–7 ГПа, характерная для неоархея — палеопротерозоя, в которой возникали возможности для контаминации и обогащения серой мафит-ультрамафитовых мантийных пород при формировании PGE сульфидных руд. Горизонтальной штриховкой показана область 9–14 ГПа, где подобная контаминация затруднена

и того же плюма (Tomlinson et al., 1999). Древнейшие коматииты были образованы, вероятно, при плавлении метасоматизированной субконтинентальной литосферной мантии.

Коматииты, подобные древнейшим зеленокаменным поясам типа Барбертон в Ю. Африке, имеют гораздо более низкое содержание металлов платиновой группы (PGE) и низкое Pd/Ir отношение, чем глинозем-недеплетированные коматииты более молодых поясов различных архейских кратонов. Растворимость серы и содержание PGE в базальт-пикритовых магмах сильно зависит от глубин их выплавления (Mavrogenes, O'Neill, 1999). При 10 ГПа и 1810 °С пикриты могут растворять до 685 г/т S, а при 14 ГПа и 2000 °С они могут растворить лишь 386 г/т S (рис. 176). Если эти результаты применить для коматиитов и предположить, что примитивная мантия содержит приблизительно 200 г/т серы, то неоархейские не деплетированные в отношении глинозема коматииты требуют 30 % плавления мантии, чтобы поглотить все сульфиды источника, в то время как палеоархейские коматииты требуют 50 % парциального плавления. Таким образом, данные по содержанию PGE поддерживают модель происхождения палеоархейских коматиитов из глубинной мантии — более глубинной, чем это требуется для коматиитов, не деплетированных по глинозему и несущих платинометальное оруденение.

Как было отмечено, деплетированные по глинозему коматииты, которые были образованы на глубинах с давлением 14 ГПа, содержат на 50 % меньше серы, чем не деплетированные, образующиеся при 10 ГПа. Температура излияния деплетированных по глинозему коматиитов на 100 °С выше, чем не деплетированных, что сказывается на более высокой растворимости серы во время излияния первых. Поэтому коматииты, деплетированные по глинозему, требуют гораздо большей контаминации внешнего источника серы для проявления в них платинометальной рудоносности.

Палеоархейская кора кратонов Каапваал и Пилбара могла быть менее насыщена серой, чем неоархейская кора кратонов Йилгарн, Зимбабве, Карело-Кольского и поясов Абитиби. Коровые признаки, такие как значения изотопного состава серы, могут быть значительно занижены в магматических системах (Leshner et al., 2001), и такие свидетельства коровой контаминации часто трудны для определения. В случае с палеоархейскими коматиитами возникают дополнительные проблемы, выраженные в том, что их основание часто не обнажено, и, таким образом, прямое определение содержания серы в субстрате коматиитовых лав невозможно. Можно также отметить факты низкой активности серы в палеоархейских поясах, на что указывает широкое распространение в них железо-окисных фаций (железистых кварцитов). Субстрат (вмещающие породы) коматиитовых

потоков мог быть в палеоархее более примитивным, чем в неоархее или палеопротерозое, и поэтому был более труден для ассимиляции лавовыми потоками коматиитов. При формировании древнейших коматиитов кора была более плотной и маломощной и магмы могли изливаться без предварительного внедрения в промежуточные камеры и были поэтому менее контаминированными. Форма плюмов должна была быть также иной — плитообразной (рис. 177). В соответствии с этим можно предполагать, что

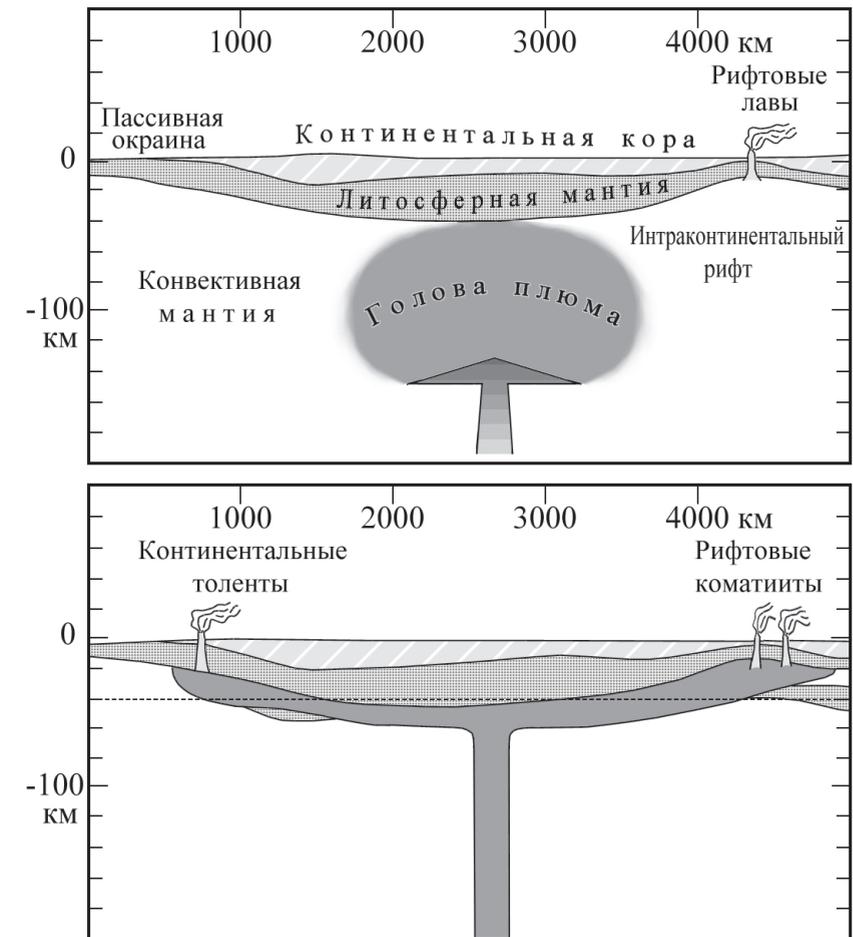


Рис. 177. Схема плюмов, распространенных под различной континентальной литосферой. Если плюм воздействует на уже достаточно мощную литосферу, то его форма будет ограниченной и производить при тектонической активности промежуточные камеры с возможным контаминационным воздействием в неоархее-палеопротерозое. Палеоархейский и эоархейский этапы могли характеризоваться плитообразной формой плюмов, когда излияния коматиитов происходили в рифтах без предварительного взаимодействия с вмещающими породами, что исключало существенные контаминационные воздействия и, соответственно, добавку серы к платинометальным рудам

для молодых коматиитов коровая ассимиляция могла быть тем начальным механизмом, который способствовал сегрегации сульфидов и платиноидов в промежуточных камерах. Часть платиноидов могла быть перемещена из промежуточных магматических камер флюидами и отложена в основании коматиитовых потоков или лейкократовых дифференциатах расслоенных интрузий. Многие не деплетированные по глинозему неоархейские коматииты также могут быть безрудными в отношении платиноносных сульфидно-никелевых руд. Это может быть связано и с провинциальными геохимическими особенностями территорий. Отсутствие платинометаллических руд в древнейших коматиитовых провинциях может быть, конечно, и случайностью, связанной с незначительной современной распространенностью областей с сохраненными палеоархейскими коматиитами, в которых платиноносное оруденение к тому же, возможно, еще не открыто.

5.1.4. Заключение

Размещение раннедокембрийских золоторудных и платинометаллических месторождений и провинций связано с эволюцией тектонических процессов и зависит от природы субконтинентальной литосферной мантии. Направленность тектоники формирования ювенильной континентальной коры от архея к современному стилю, особенно начиная с мезо-неопротерозоя, сильно повлияла на размещение золоторудных и платинометаллических месторождений. Главным при этом представляется переход от плавучей архейской к отрицательной плавучести СКЛМ в неопротерозое. Золоторудные и платинометаллические месторождения, связанные с отдельными рудоносными интрузиями, вероятно, представляют особый случай их близкратонного расположения; отсюда их редкая встречаемость или в большинстве принадлежность к фанерозою. Близость отношений роста ювенильной континентальной коры и образования раннедокембрийских золоторудных и платинометаллических месторождений находит отражение в сохранности их от тектонического захоронения в последующие геологические эпохи.

5.2. РАССЛОЕННЫЙ ИНТРУЗИВ ЛУККУЛАЙСВААРА — СТРОЕНИЕ, РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ (ОЛАНГСКАЯ ГРУППА ИНТРУЗИЙ, КАРЕЛИЯ)

В строении региона, где расположен интрузив, отмечается несколько крупных блоков (рис. 178). Комплекс архейского фундамента (2,8 млрд лет) сложен карельскими гнейсами гранит-тоналитового состава и расположен

в южной части района. Блок омоложенных пород того же типа (1,8 млрд лет) проявлен на северо-востоке и представлен гранитизированными гнейсами Беломорского комплекса. Метаосадки сумий-сариолия, переслаивающиеся с терригенно-вулканическими образованиями, слагают внутрикратонную рифтогенную структуру, развитую на гранито-гнейсах Карельского блока. Возраст отложений порядка 2,4 млрд лет. Метаосадки ятулийской группы (1,9–2,2 млрд лет) с силлами субвулканических образований лейкодиабазов (около 2,05 млрд лет) занимают почти всю центральную часть рифтогенной структуры. Выделяются следующие типы гранитоидов: 1) архейские гранито-гнейсы; 2) тела более молодых гранитов, прорывающих гранито-гнейсы (тела располагаются в основном на востоке и северо-востоке территории); 3) свекофенские граниты (1,7–1,8 млрд лет), преимущественно развитые на территории Финляндии в северо-западной части

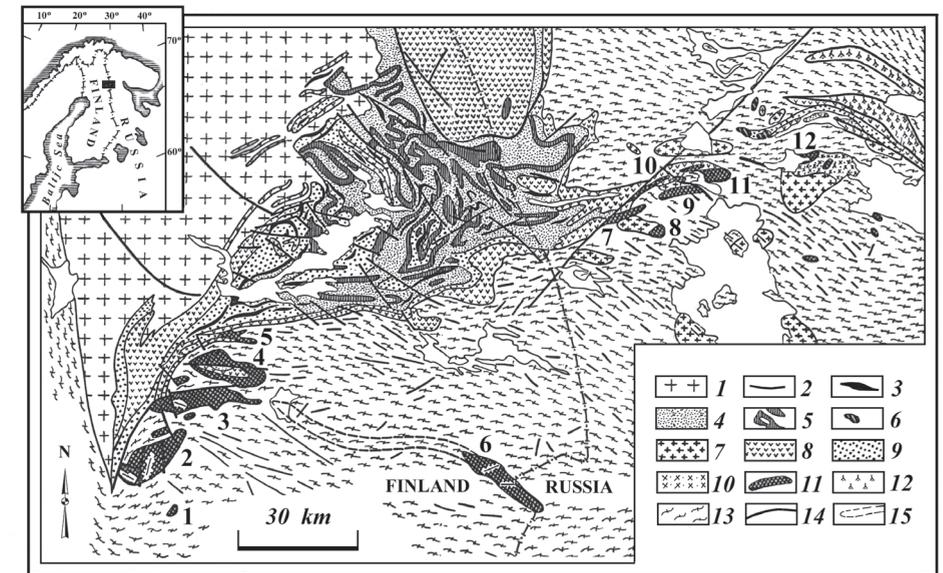


Рис. 178. Схематическая геологическая карта северной Карелии (Turchenko et al., 1991; Семенов и др., 1994).

1. Посторогенные граниты (1,7–1,8 млрд лет). 2. Дайки габбро-диабазов (древнее 1,9 млрд лет); Ятулий (1,9–2,2 млрд лет). 3. Силлы лейкодиабазов. 4. Кварциты, филлиты, сланцы и доломиты. 5. Основные вулканические породы. 6. Серпентиниты. 7. Монцодиориты и граниты; Сумий-Сариолий (2,2–2,5 млрд лет). 8. Основные и кислые вулканические породы. 9. Кварциты и кварц-полевошпатовые гнейсы, 10. Диориты, 11. Расслоенные интрузии (2,35–2,45 млрд лет). Архейский фундамент: 12. Гнейсы и амфиболит-зеленокаменные пояса (2,6–2,7 млрд лет). 13. Гранит-тоналитовые гнейсы. 14. Разломы. 15. «Связывающая дайка». Интрузии: (1) Пириваара, (2) Сиете, (3) Портивваара, (4) Куусияаарви, (5) Каукуа, (6) Наранкаваара, (7) Кометтаваара, (8) Кивакка, (9) Ципринга, (10) Луккулайсваара, (11) Кундозерский расслоенный массив

региона в форме ареал-плутонов. Ятулийские терригенно-вулканогенные толщи и силлы встречаются среди тел последних в виде не полностью переработанных останцов.

Куолярвинская толща мафических и фельзических вулканитов, по мнению некоторых исследователей, надвинута на ятулийские метаосадки. Сомнения в такой трактовке положения мульды связаны с объяснением мощности толщи около 7 км при ширине блока примерно 40 км.

В панаярвинско-ципрингской зоне присутствуют расслоенные интрузии, объединенные в Олангскую группу (2,35–2,45 млрд лет). К ним принадлежит массив Луккулайсваара — объект настоящих исследований. Дайки габброидов (2,4–2,5 млрд лет) и диабазов (2,0–2,1 млрд лет) в основном развиты в пределах блока архейского фундамента. Выявлены два типа разломных структур: региональные шарьяжи и субвертикальные разломные зоны. Со становлением последних связана блоковая дислокация расслоенных интрузий Олангской группы, что позволяет видеть в современном сечении их расслоенное строение.

5.2.1. Геологическое строение расслоенного массива Луккулайсваара, типы оруденения

Расслоенные интрузии Олангской группы, куда относят обычно три массива — Кивакка, Луккулайсваара и Ципринга, открыты Ю. С. Неуструевым (Неуструев, 1968), изучались В. И. Шмыгалевым (Шмыгалев, 1968), М. М. Лавровым (Лавров, 1979), Е. В. Шарковым, Г. В. Ледневой (Шарков, Леднева, 1993), С. Ф. Ключиным, А. А. Захаровым (Ключин и др., 1994), Т. Л. Гроховской, С. Ф. Ключиным (Гроховская, Ключин, 1994), Е. В. Коптев-Дворниковым, Б. С. Киреевым, Н. Ф. Пчелинцевой, Д. М. Хворовым (Коптев-Дворников и др., 2001), Н. М. Ревяко, Ю. А. Костицыным, Я. В. Бычковой (Ревяко и др., 2015) и др.

Интрузив Луккулайсваара (2442 ± 1 млн лет, U-Pb, циркон, бадделеит) прорывает граниты с возрастом 2702 ± 84 млн лет (циркон, U-Pb) и перекрыт метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев базальными конгломератами (обломки пород интрузива) и вулканитами с возрастом 2432 ± 22 млн лет (циркон, U-Pb) (Turchenko et al., 1991; Amelin et al., 1995; Amelin, Semenov, 1996; Семенов и др., 1997). Массив Луккулайсваара был вовлечен в ряд термальных событий, повлиявших на перестройку Rb-Sr изотопной системы. Так, образцы с первичными характеристиками стронция, находящимися вне области аномальных значений (Семенов и др., 2017), на диаграмме в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ формируют регрессию с наклоном, отвечающим возрасту 1,83 млрд лет и начальному отношению

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — 0,7028. Эти данные позволили оценить время изменения отношения Rb/Sr, приведшего к аномальным значениям отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — 0,6949–0,6990, указывающих на реализацию постмагматических процессов в интрузиве. Рассчитанное время колеблется в интервале порядка 1,0–1,8 млрд лет.

Судя по гравиметрическим и геологическим данным, расслоенный массив Луккулайсваара (рис. 179) в плане образует эллипс неправильной

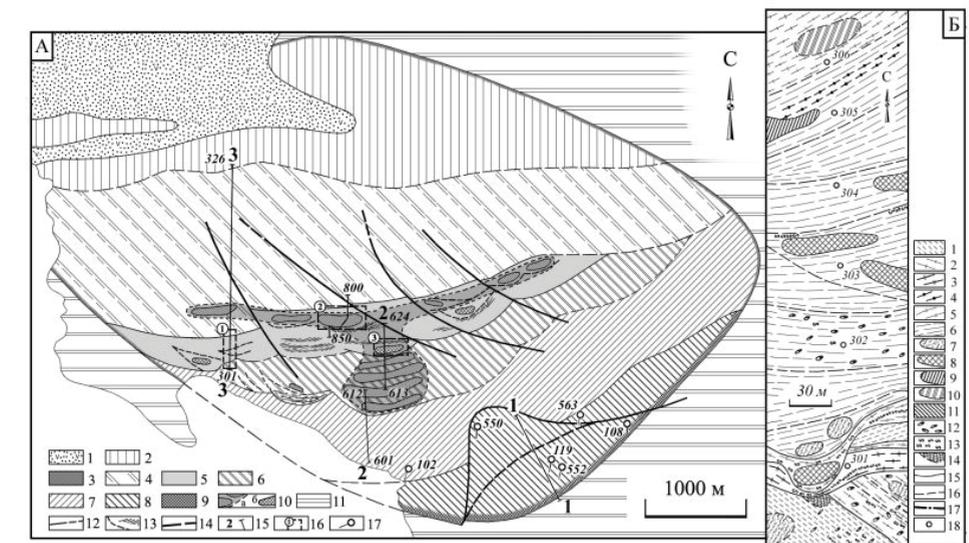


Рис. 179. Схема строения расслоенного массива Луккулайсваара (а): 1. Метавулканиты (2,4 млрд лет). Интрузия Луккулайсваара: 2. Верхняя краевая группа, сложенная измененными габбро-норитами и норитами. 3. Закалочная зона с верхней краевой зоной мощностью не менее 300 м. 4. Зона габбро-норитов II мощностью до 1700 м. 5. Зона норитов II мощностью до 200 м. 6. Зона габбро-норитов I мощностью до 500 м. 7. Зона норитов I мощностью до 900 м. 8. Зона ультраосновных пород мощностью до 450 м. 9. Нижняя краевая группа, сложенная норитами и бронзититами, мощностью до 150 м. 10. Микрзернистые породы: а) габбро-норитового состава, принадлежащие деформированному лополиту, б) норитового состава. 11. Гранито-гнейсы и мигматиты фундамента (2,6–2,7 млрд лет). 12. Геологические границы. 13. Тонкоритмичная расслоенность и границы депрессионных структур («potholes»). 14. Разломы. 15. Профили опробования. 16. Участки детальных исследований: (1) Участок «Чиж». (2) Участок «Надежда». (3). Участок «Лысый Череп». 17. Буровые скважины. (б) Схема строения участка 1, разрез 3–3 (участок «Чиж»): 1 — средне-крупнозернистые габбро-нориты, 2 — крупнозернистые габбро-нориты, 3 — средне зернистые нориты, 4 — оливинсодержащие габбро-нориты, 5 — оливинсодержащие меланократовые нориты, 6 — крупнозернистые нориты, 7 — микрзернистые породы под четвертичными отложениями, 8 — микрзернистые нориты, 9 — микрзернистые габбро-нориты, 10 — геофизические аномалии, 11 — анортозиты, 12 — кварц-содержащие габбро-пегматиты, 13 — Fe-Ni-Cu-сульфидная и платинометальная минерализация, 14 — тонкоритмичная расслоенность, 15 — геологические границы, 16 — геофизические границы, 17 — разломы, 18 — места отбора образцов

формы и прослеживается по простиранию почти на 10 км. Ширина выхода интрузива, включая и закрытые четвертичными отложениями его части, достигает 4,5 км, глубина залегания подошвы массива оценивается в 1,5 км. Истинная мощность интрузива не превышает 4,6 км. Характер залегания слоистости, образующей сменяющие друг друга дугообразные полосы, свидетельствует о нарушенном залегании интрузива. При азимуте простирания слоистости и трахитоидности 10°–15° ВСВ в западной и центральной частях массива и 40°–45° СВ на востоке массива углы падения структурных элементов варьируют в пределах 45–80 °С. Разрывные нарушения, часто полого залегающие и имеющие восточное падение, хорошо проявлены в рельефе и нередко трассируются зонами расщепления, иногда залеченными дайками плагиопорфиритов. Значительных смещений по ним не установлено, что подтверждают и данные магнитной съемки. Исключение составляет надвиговая структура, зафиксированная на востоке массива в зоне развития ультраосновной части расслоенной серии. Зона надвига представлена сильно расщепленными до милонитов породами основного и ультраосновного составов. В массиве выделены нижняя и верхняя краевые зоны и породы расслоенной серии. Расслоенная серия подразделяется на: (1) зону ультраосновных пород (чередование оливиновых и оливин-ортопироксеновых кумулатов), (2) зону норитов I (преимущественно ортопироксен-плагиоклазовые кумулаты), (3) зону габбро-норитов I (преимущественно ортопироксен-клинопироксен-плагиоклазовые кумулаты), (4) зону норитов II, (5) зону габбро-норитов II. Наличие охарактеризованного химическими анализами вертикального разреза интрузива (Семенов и др., 1997) позволило получить средневзвешенный химический состав массива (вес. %, Cr и Ni в г/т):

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr	Ni
51,02	0,28	15,35	7,82	0,16	12,69	9,61	2,00	0,33	0,03	514	373

Достаточно выдержанная протяженность и мощность пород расслоенной серии позволяет считать, что полученный состав магмы интрузива отвечает составу исходной магмы, сравнимой с магмами «бонинитового ряда».

К особенностям интрузива Луккулайсваара необходимо отнести широкое развитие в зонах габбро-норитов I и норитов II тел микрозернистых пород (габбро-норитов, норитов и ортопироксенитов). В ряде случаев, за исключением силлов микрозернистых пород, они участвуют в строении депрессионных структур, похожих на «potholes» массива Бушвельд. В формировании депрессионных структур интрузива Луккулайсваара важную роль играла магма дополнительных фаз внедрений (Семенов и др., 2008), кристаллизация, которой привела к образованию тел микрозернистых пород

и повлиявшая на последовательность кристаллизации кумулятивных фаз — возврату к оливин-содержащим кумулатам в базитовой части разреза. Размеры депрессионных структур по мощности и простиранию варьируют от десятков сантиметров до сотен метров. Они напоминают «ванны» с «отливками» микрозернистых пород. Микрозернистые габброиды, чаще всего залегающие в основании депрессионных структур, обычно перекрыты породами, формирующими тонко расслоенную серию, которая может быть представлена пятнистыми анортозитами, оливин-содержащими породами (нориты, троктолиты, гарцбургиты), пойкилитовыми и лейкократовыми норитами и пироксенитами, сегрегациями кварц-содержащих габбро-пегматитов. Некоторые из перечисленных пород (например, троктолиты) являются экзотическими для образований расслоенной серии интрузива. Депрессионные структуры и слагающие их породы выклиниваются вместе с телами микрозернистых габброидов и иногда, замещая друг друга, формируют подобие «косослоистых структур». Примерами таких структур могут служить образования участков «Надежда», «Лысый череп» и участка «Чиж», где задокументированы тела микрозернистых габбро-норитов и норитов мощностью порядка 100 м. Основание и кровля депрессионных структур обычно залегают согласно с генеральной слоистостью интрузива, тогда как их фланги имеют несогласное залегание по отношению к слоистости интрузии. В ряде случаев отмечается неровный контакт микрозернистых пород и перекрывающих их пятнистых анортозитов. Депрессионные структуры, как правило, перекрыты оливин-содержащими породами. В участке «Чиж» (рис. 179) зафиксировано угловое несогласие, которое может принадлежать зоне сочленения пород краевой группы и пород расслоенной серии. Однако не исключена связь формирования углового несогласия с катастрофическими событиями — внедрением новых порций магм, которые могли сопровождаться «перестройкой» магматической камеры. Угловое несогласие перекрыто породами расслоенной серии с слоем оливин-содержащих меланократовых норитов или гарцбургитов в основании. Именно среди этих пород залегают тела микрозернистых норитов. Выше оливин-содержащих пород среди лейкократовых норитов зафиксированы силлы микрозернистых габбро-норитов, вокруг которых концентрируются линзы (до 15 см по удлинению) плагиопироксенитов с сульфидной вкрапленностью.

В расслоенном интрузиве Луккулайсваара выделяется три типа платинометальной минерализации. Рудные тела формируют (1) «Стратиформное» оруденение; (2) Жильный тип, связанный с кристаллизацией остаточных расплавов в условиях закрытой системы в телах микрозернистых пород, сформированных за счет магмы дополнительных фаз внедрений;

(3) Месторождения, формирование которых определялось гидротермальными процессами: (а) в зонах экзоконтактов с телами микрозернистых пород и (б) в зоне углового несогласия.

Стратиформное оруденение — стратиформное рудное тело (содержание минералов сульфидов не превышает 3 об. %) закартировано на границе зон габбро-норитов I и норитов II и прослежено на протяжении нескольких сотен метров (Монтин, 2009). В опробованной нами зоне (рис. 179, район разреза 2–2) оно состоит из двух сближенных горизонтов, где содержание Pt+Pd достигает 4,0 г/т. Нижний горизонт имеет мощность ~4 м, верхний, более богатый рудной компонентой, ~2 м. В этой пачке пород, общей мощностью до 25 м, наблюдается переслаивание меланократовых норитов-пироксенитов, норитов и габбро-норитов. В западном направлении пачка пород с рудной минерализацией «упирается» в структуру участка «Лысый Череп» и, возможно, прослеживается на участке «Чиж» (оливин-содержащие меланократовые нориты-гарцбургиты, рис. 179, б, участок 1). В восточном направлении рудное тело теряется под четвертичными отложениями. Судя по распределению серы и меди (Cu до 500 г/т), в районе контакта зон норитов II и габбро-норитов II выше по разрезу интрузива имеет место другая рудная зона, где наблюдается переслаивание оливиновых норитов и норитов, оливиновых габбро-норитов и габбро-норитов. Здесь же отмечены линзы микрозернистых пород. Западнее по простиранию этой зоны зафиксированы микрогаббро-нориты участка «Надежда» (рис. 179, участок 2).

С телами микрозернистых пород ассоциируют два типа оруденения:

- 1) жильный тип,
- 2) экзоконтактовый тип.

Жильный тип минерализации (рудные жилы и шлиры) обнаружен только среди микрозернистых пород, занимающих наиболее высокое положение в вертикальном разрезе интрузива (например, участок «Надежда»). Так, в аналогичных образованиях, расположенных ниже по разрезу, рудная минерализация в однотипных жилах отсутствует. Рудные жилы и шлиры значительно варьируют по размерам — от первых мм (шлиры) и до 30 см (жилы) в поперечнике. Количество сульфидов в шлирах достигает 10 об. %, а в жилах — 30 об. %. Содержание Pt+Pd в отдельных пробах из жил достигает 60,0 г/т, содержание меди — 10 вес. %, а никеля — 0,3 вес. %. Контакты жил и шлиров с вмещающими микрозернистыми породами отчетливые и не имеют признаков химического взаимодействия (рис. 180, а, б). Жильный материал не однороден по строению. Области, обогащенные пироксенами, можно отнести к плагиопироксенитам, а обедненные — габбро-норитам или норитам.

Экзоконтактовый тип минерализации отмечен по периметру ряда тел микрозернистых габброидов в породах экзоконтакта. Но наиболее ярким

примером этого типа месторождений может служить рудная минерализация в лейкократовых габброидах экзоконтакта по периметру микрозернистого тела участка «Надежда» (рис. 180). Здесь максимальное содержание Pt+Pd, зафиксированное в экзоконтактовых породах участка «Надежда», достигает 19 г/т. Рудная минерализация также отмечена в крупнозернистых пятнистых анортозитах, перекрывающих тело микрозернистых пород участка «Лысый Череп» (рис. 179, участок 3), в породах экзоконтакта с телами микрозернистых пород и в ряде других участков. Например, в породах южного экзоконтакта, представленных лейкократовыми троктолитами нижнего тела микрогаббро-норитов (рис. 179, разрез 2 норитов 2) содержание Pt+Pd достигает 1,5 г/т.

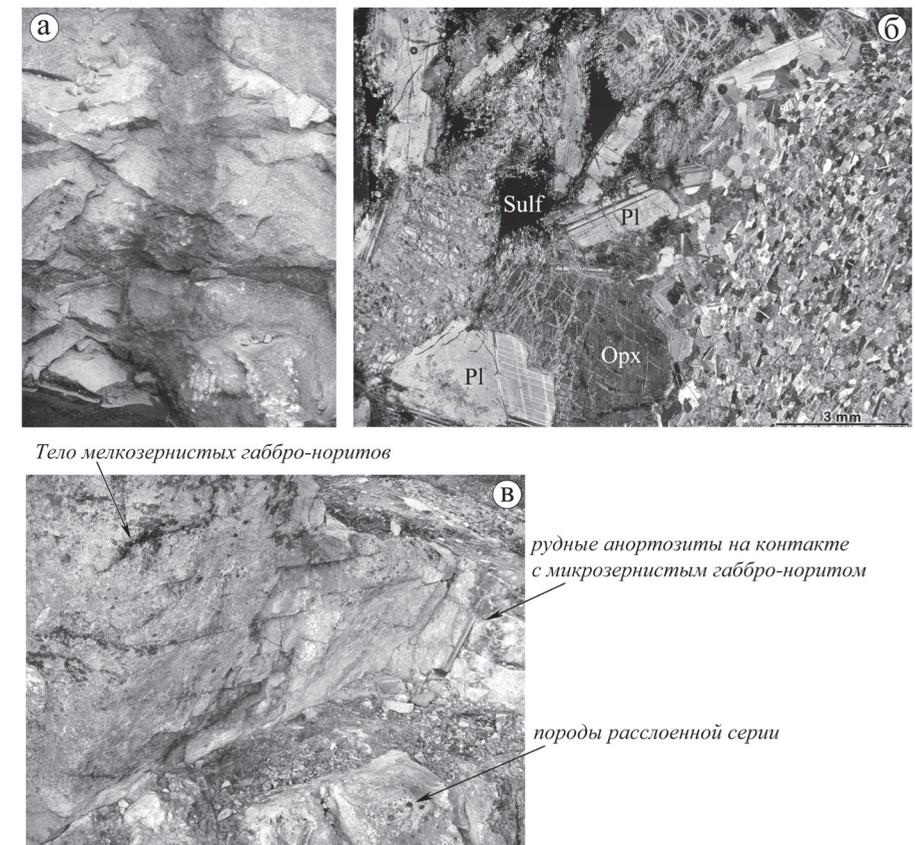


Рис. 180. Участок «Надежда»: а — жила рудных габбро-норитов; б — соотношение жильной породы с вмещающими микрозернистыми габбро-норитами; в — контакт тела микрозернистых пород с вмещающими породами. Окисленная зона соответствует рудным лейкократовым норитам

5.2.2. Заметки к петрографии пород расслоенной серии

Ассоциации магматических минералов. В массиве Луккулайсваара среди пород расслоенной серии выделено шесть главных типов пород, которые характеризуются своим набором кумулятивных минералов.

Кумулаты оливина (Ol) и оливина + хромита (CrSp) или кумулятивные оливиниты и дуниты. Оливин (Fo 78–84 %) формирует кристаллы идеальной огранки или резорбированные зерна, окаймленные посткумулятивным ромбическим пироксеном. (En—78–82 %, Wo—3–4 %, Fs—14–16 %). Микрозернистый хромит обычно рассеян и концентрируется в пироксене либо в плагиоклазе. Интеркумулятивный авгит, авгит-диопсид (En—45–55 %, Wo—31–46 %, Fs—7–13 %) и плагиоклаз — Pl (An-60–70%) в незначительных количествах находятся почти во всех породах группы в виде субпойкилитовых интерстиционных зерен. В некоторых породах отмечается биотит.

Оливин + ортопироксен (Orx) + хромитовые кумулаты или кумулятивные гарцбургиты с сильно колеблющимся соотношением породообразующих минералов. Ортопироксен (En-78–82 %, Wo-3–5 %, Fs-14–16 %) встречается в форме ойкокристаллов с включениями оливина (Fo 80–83) и хромита. Также наблюдается посткумулятивный авгит-диопсид (En-49–53 %, Wo-38–41 %, Fs-8–10 %) и плагиоклаз (An-42–68 %).

Orx кумулаты составляют ортопироксениты. Оливин встречается здесь спорадически, как второстепенный минерал, включенный в ойкокристаллы ромбического пироксена (En-80–82 %, Wo-3–3,5 %, Fs-14–17 %). Также наблюдается посткумулятивный авгит и плагиоклаз.

Orx+Pl±Ol кумулаты — нориты и оливиновые нориты с варьирующим отношением породообразующих минералов и размером кристаллов. В некоторых породах встречаются пойкилитовые идиоморфные и субидиоморфные зерна пироксена с мелкими включениями плагиоклаза (An 53–78 %). Состав Orx: En— 68–80 %, Wo- 1–4 %, Fs- 15–29 %. Плагиоклаз обычно пятнисто зональный (An 76–66 %). Зерна оливина резорбированы и/или окаймлены пироксеном. Отмечен посткумулятивный авгит (En- 41–48 %, Wo-39–47 %, Fs- 9–14 %) в виде пойкилитовых или интерстициальных зерен. На контакте с одним из тел микрозернистых пород в норитах отмечались зерна ромбического пироксена в кайме инвертированного пиджонита.

Orx+Crx+Pl+Ol кумулаты или кумулятивные габбро-нориты и оливиновые габбро-нориты с варьирующими соотношениями и размерами кристаллов породообразующих минералов. Состав пироксенов: Orx — En-67–73 %, Wo-3–5 %, Fs-23–30 %; Crx — En-43–48 %, Wo-38–46 %, Fs-10–18 %. Плагиоклаз обычно пятнисто зональный.

Pl кумулаты формируют кумулятивные анортозиты. Интеркумулятивные пироксены встречаются в виде интерстиционных зерен. Очевидна строгая оптическая и химическая зональность плагиоклаза. Состав периферийных окаймляющих зон: An 55–60 %, а ядра An 65–70 %.

Кумулятивная природа пород расслоенной серии позволяет оценить порядок кристаллизации: $Ol + Crx \rightarrow Ol + Crx + Orx \rightarrow -Ol + Orx + Pl \rightarrow Orx + Pl + Crx \rightarrow Pl + (-Ol) + Orx \rightarrow Orx + Pl \rightarrow Orx + Crx + Pl + (-Ol) \rightarrow Orx + Crx + Pl$. Оливин-содержащие кумулаты в базитовой части разреза, как правило, перекрывают депрессионные структуры, похожие на «potholes».

Ассоциации вторичных минералов. Кристаллизация наложенных (вторичных) минеральных ассоциаций может быть связана с особенностями формирования интрузива на магматической стадии, с автотамифическими процессами или с более поздними постмагматическими тектоно-термальными событиями. В ряде случаев кристаллизацию ряда наложенных ассоциаций минералов мы с большой долей уверенности связываем: (а) с процессами рудообразования и (б) с влиянием на вмещающие породы внедряющейся в магматическую камеру свежей порции магмы (дополнительной фазы внедрения), в результате которой были сформированы слиты микрозернистых пород.

(а). Все процессы, связанные с рудообразованием в интрузиве, сопровождалась кристаллизацией вторичных минеральных ассоциаций при участии обогащенного хлором флюида. Об этом свидетельствует высокое содержание этого химического элемента в гидроксил-содержащих минералах, находящихся в сростках с рудными минералами. В них содержание хлора достигает в клиноцоизите — 0,20 вес. %, в хлорите — 0,20 вес. %, в скаполите — 2,25 вес. %, в биотите — 0,60 вес. %, в роговой обманке — 3,8 вес. %, в апатитах — 6,0 вес. %. В этом смысле все типы оруденения в интрузиве не отличаются друг от друга.

Петрографические исследования позволили выделить характерные вторичные минеральные ассоциации.

В породах со стратиформным типом оруденения ореолы вокруг каплевидных включений сульфидов сложены главным образом амфиболами с повышенным содержанием хлора (до 3,8 вес. %) и менее распространенными клиноцоизитом, кварцем, хлоритом, редко присутствует гранат. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и бадделеитом.

В рудных жилах и шлирах габбро-норитов и плагиопироксенитов из микрозернистых образований участка «Надежда» (породы жильной фации из тела микрозернистых пород, участвующего в строении депрессионной структуры) вторичные минералы формируют ассоциации $Tc+Ant+Act$, $Hbl\pm Grt+Pl_{изм}$, $Czo+Ep+Chl+Ab+Qtz$ и экзотическую для интрузива

ассоциацию — $St+Grt+Al_2SiO_5$, в ряде образцов был обнаружен корунд. Идентифицировать Al_2SiO_5 из-за очень маленьких размеров зерен не удалось. Эти минералы формируют сростания с сульфидами, магнетитом, ильменитом и минералами платины.

Во вмещающих породах экзоконтакта с микрогабброидами этого участка вторичные минеральные ассоциации представлены безгранатовыми вторичными ассоциациями: $Plc + Ant \pm Act$; $Act + Czo \pm Ep + Chl + Pl_{изм}$ (до Ab) $\pm Scap \pm Qtz \pm Hbl \pm Bt \pm Mus$; $Pre \pm Pmp \pm Qtz \pm Chl \pm Carb$.

На участке «Чиж» в линзах плагиопироксенитов с сульфидной вкрапленностью, залегающих по периметру тел микрозернистых пород среди вмещающих лейкократовых норитов, помимо гранат-амфибол-содержащих минеральных ассоциаций (т. н. 301, 303, рис. 179, б), была обнаружена экзотическая для интрузива ассоциация граната, ставролита, мусковита и Al_2SiO_5 . Идентифицировать Al_2SiO_5 из-за очень маленьких размеров зерен, как и в других случаях, не удалось.

(б). Тот же набор вторичных минералов характерен для экзоконтактовых пород, окружающих силлы микрозернистых образований (например, участки «Лысый Череп», «Чиж»). Исключением является присутствие вторичных гранат-содержащих минеральных ассоциаций ($Hbl+Grt+Pl(II) \pm Qtz$) в норитах, подстилающих и обрамляющих значительные по размеру тела микрозернистых пород, а также в норитах расслоенной серии «насыщенных» более мелкими по размеру линзами микрогабброидов. Из имеющихся наблюдений можно утверждать, что гранат-содержащая ассоциация получила широкое распространение именно в зонах силлов и линз микрозернистых габброидов.

Ассоциации рудных минералов. Для всех трех типов оруденения с ЭПГ минерализацией характерны преобладающая первичная $Po+Pn+Cr$ и вторичная $Pu+Viol+Wn$ сульфидные ассоциации. Однако существует ряд особенностей, позволяющих рассматривать каждый тип минерализации как самостоятельное явление. Кроме очевидного различия в количестве сульфидов и платиноидов, первое, на что следует обратить внимание — это характер локализации сульфидов и соотношение с другими рудными и силикатными минералами, и второе — присутствие индикаторных минералов силикатов и сульфидов, имеющих определенные условия кристаллизации. Платиноиды, как и сульфиды, пространственно и генетически связаны с вторичными минералами наложенных ассоциаций и чаще всего приурочены к контактам вторичных силикатов с сульфидами (рис. 181).

В породах со **стратиформным типом оруденения** встречаются образования каплевидной формы (рис. 181, а, б), вокруг которых часто наблюдаются каймы, состоящие из рассеянных мелких зерен Cr (чаще) или Pn . В породах

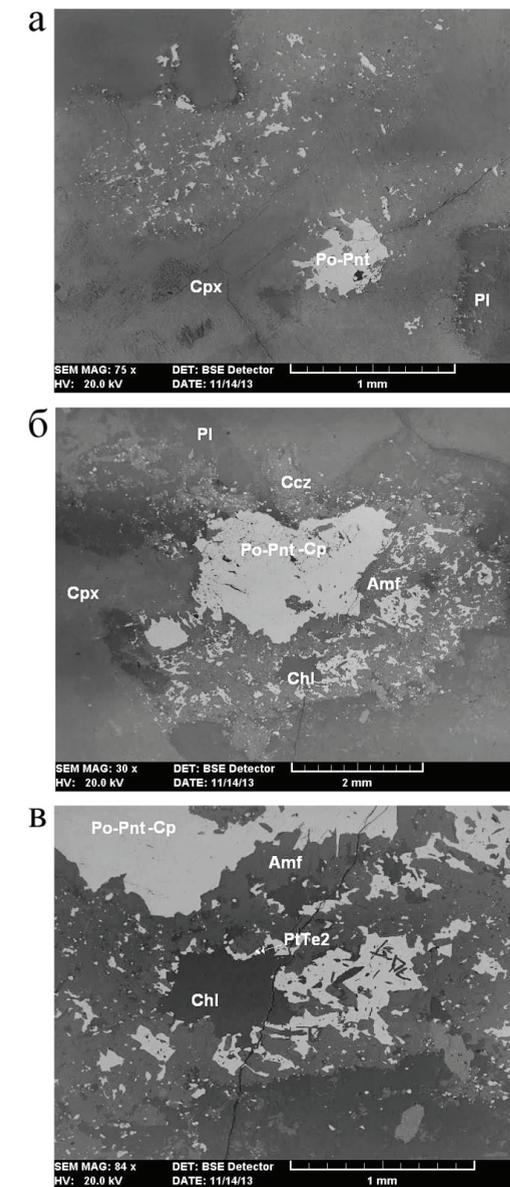


Рис. 181. Особенности кристаллизации рудных минералов. РЭМ-изображение стратиформного рудного тела:
а, б — каплевидные и рассеянно вкрапленные рудные образования в габбро-норитах (обр. 1208, 1211). Вокруг «капли» (рис. 181, б), сложенной сульфидами, отчетливо наблюдается ореол, сложенный вторичными минералами силикатов в сростках с мелкими зернами сульфидов; в — зерно мончeita в сростании с сульфидами и хлоритом (фрагмент рис. 181, б)

с этим типом оруденения наблюдались агрегаты халькопирита и кубанита со структурами распада твердого раствора, представленные пластинчатыми сростаниями. В ассоциации с этими минералами иногда отмечаются пентландит и галенит, формирующий сростки с сульфидами и вторичными силикатными минералами — кварцем, амфиболом, или слагающий тонкие прожилки в сульфидах. Обнаруженные минералы группы платины представлены мончеитом, сперрилитом, котульскитом. Они локализируются как в ореолах вокруг каплевидных сростков Cu-Fe-Ni-сульфидов, так и в самих сульфидах в виде включений (рис. 181, в).

Формирование жильного типа оруденения связано главным образом с позднемагматической стадией кристаллизации остаточных расплавов и отражает два сопряженных процесса: кристаллизацию сульфидной жидкости или раствора/расплава и взаимодействие флюидной фазы, обогащенной серой с пироксенами. Жильный тип оруденения характеризуется тремя рудными ассоциациями: первичными Po+Pn+Cr (типовая) и Pn(>Ni)+Cr и вторичной Mill+Brn±Cc+Pn(>>Ni)+Cr+(магнетит). Они образуют скопления и часто имеют в плане форму, которая контролируется геометрией интерстиционного пространства между магматическими минералами (рис. 180, б). Кубанит образует пластинчатой формы сростки с халькопиритом (структуры распада твердого раствора) в пирротин-содержащих шлировых обособлениях плагиопироксенитов. Вкрапленники пентландита в различной степени замещены виоларитом, полидимитом и миллеритом, пересекаются многочисленными тонкими просечками халькопирита. Миллерит и полидимит развиты также в виде ветвящихся жилок в зернах халькопирита и борнита. В зольбандах некоторых маломощных жил плагиопироксенитов мощностью до первых сантиметров преобладающим минералом оказывается магнетит.

В изученных рудах среди минералов платиноидов преобладают теллуриды, висмутотеллуриды, сульфоарсениды. Другие минеральные группы — сульфиды, стибниды, интерметаллы, плюмбиды, станниды играют здесь подчиненную роль. Минералы группы платины располагаются в виде прерывистых прожилков на границе сульфидов и вторичных амфибола, кварца, граната (рис. 182, а, б), по микротрещинам в сульфидах, образуют сростки с силикатными минералами вторичных ассоциаций. Максимальный размер зерна — 50 мкм, обычно — от 20–30 мкм до первых микрон.

Именно в породах жильной фации отмечены наибольшее разнообразие и количество МПГ (не менее 40 минералов (Рудашевский и др., 1991)).

Экзоконтактовый тип минерализации в породах участка «Надежда» представлен ассоциацией первичных сульфидов, которая формирует интерстиционную, ксеноморфно-гнездовую и рассеянную вкрапленность.

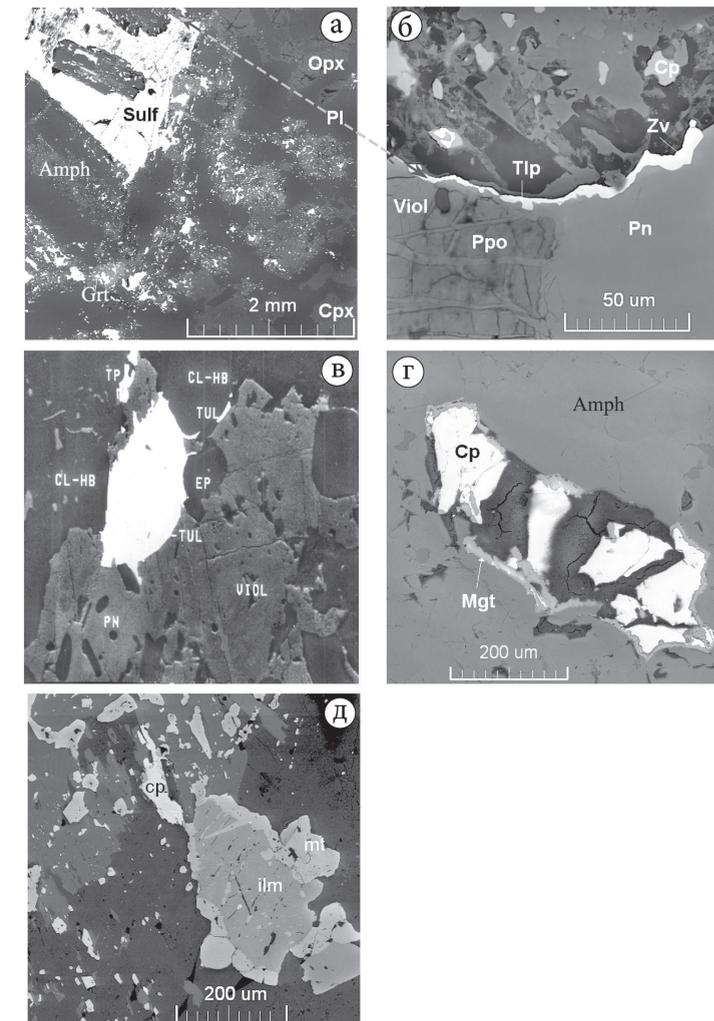


Рис. 182. Соотношение рудных минералов в породах. Участок «Надежда», РЭМ-изображение.

а — микрозернистые породы с «обособлением» средне крупнозернистого норита (обр. Lu 05–12); б — фрагмент рис. 182, а. Звягинцевит-Pd₃Pb образует агрегаты зерен иногда в сростании с теларгпалитом-(Pd,Ag)₃Te, расположенных в виде прерывистой каймы по границе сульфидов и околорудных (амфибол, кварц, гранат) минералов; в — сростки рудных минералов (туламинита, теларгполита и Fe-Ni-Cu-сульфидов) с вторичными минералами (хлорсодержащей роговой обманкой и хлоритом). Размер агрегата МПГ в поперечнике порядка 30 микрон (обр. Lu 149 D, шликер в породах микрогабброидов); г — кайма магнетита вокруг халькопирита (обр. Lu 05–40, измененный габбро-норит из зоны верхнего экзоконтакта вмещающих пород с телом микрозернистых пород). Участок «Лысый Череп», РЭМ-изображение: д — кайма магнетита вокруг ильменита (Шл. Lc 05–1 — полностью измененная порода оливинсодержащего габбро)

Ассоциация вторичных сульфидов представлена пиритом, виоларитом, халькозином и ковелином. Из более редких сульфидов встречаются мельчайшие включения галенита в халькопирите, миллерита — в ассоциации с халькопиритом и борнитом, а также редкий сульфид Со-джайпурит в ассоциации вторичных сульфидов. В количественном соотношении халькопирит преобладает над Рп и Ро, тогда как в породах жильной фации отмечается обратная картина. Размер зерен рудных минералов не превышает 0,5–0,8 мм. Вторичные рудные минералы — борнит, халькозин, ковелин и магнетит часто приурочены к краям зерен первичных сульфидов (рис. 182, в). Магнетит часто выполняет трещины в халькопирите. В халькопирите встречаются включения селенистого галенита размером до 2 мкм.

В породах зоны экзоконтакта участка «Лысый Череп» в пятнистых грубозернистых анортозитах сульфиды также представлены первичной Ро-Рп-Ср и Соb (кобальтин) и вторичной РуII, Viol, Сов и Вrn ассоциациями. Но здесь первичная рудная ассоциация дополняется магнетитом, ильменитом и кобальтином (рис. 182, д).

Рудная минерализация также отмечена в крупнозернистых пятнистых анортозитах, перекрывающих тело микрозернистых пород участка «Лысый Череп» (рис. 179, участок 3), в породах экзоконтакта с телами микрозернистых пород и в ряде других участков. Например, в породах южного экзоконтакта нижнего тела микрогаббро-норитов (рис. 179, разрез 2–2), представленных лейкократовыми троктолитами, содержание Pt+Pd достигает 1,5 г/т. Минералы платиновой группы, концентрирующиеся в породах зоны экзоконтактов, формируют сростания с Fe-Ni-Cu-сульфидами, чаще всего с виоларитом и борнитом, и вторичными минералами силикатов. Среди минералов платиноидов преобладают теллуриды, висмутотеллуриды, сульфоарсениды.

5.2.3. История формирования микрозернистых пород (метод геохимической термометрии)

Магмы, сформировавшие тела микрозернистых норитов, характеризуются более высоким содержанием магния, хрома по сравнению со слабо дифференцированными и менее магнезиальными телами микрозернистых габбро-норитов, с которыми связана более богатая платинометаллическая минерализация. В связи с этим встает вопрос об источнике новых магм: были ли они дифференциатами порций магм главного внедрения или являются «самостоятельными» новыми магмами?

Близкое к симметричному распределение Cr и Ni вдоль профилей через тела микрозернистых пород с повышением концентрации этих элементов

в краевых частях разрезов свидетельствует о направленной кристаллизации магмы этих тел от краев к центру, протекавшей в условиях закрытой системы. Это позволило оценить химический состав этих магм.

Состав магмы, сформировавшей микрозернистые породы участка «Надежда» (тело микрозернистых слабо дифференцированных норитов — габбро-норитов), определен по 24 химическим анализам (методика расчета приведена в (Семенов и др., 1997)): (всё в вес. %) SiO_2 — 51,88, TiO_2 — 0,17, Al_2O_3 — 16,74, FeO — 5,35, MnO — 0,14, MgO — 11,20, CaO — 13,33, Na_2O — 1,06, K_2O — 0,09, P_2O_5 — 0,03. Средневзвешенный состав пород участка «Лысый Череп» (тело дифференцированных микрозернистых норитов), определен по 32 химическим анализам: (вес. %) SiO_2 — 50,97, TiO_2 — 0,10, Al_2O_3 — 15,75, FeO — 6,81, MnO — 0,14, MgO — 12,32, CaO — 12,20, Na_2O — 1,54, K_2O — 0,13, P_2O_5 — 0,04. Высокое содержание Cr (300 и 800 г/т соответственно) свидетельствует о примитивном составе магм. В то же время имеющиеся различия, особенно по содержанию хрома, навели на мысль, что они могут являться продуктами дифференциации одной магмы. При этом микрозернистые габброиды участка «Надежда» являются продуктом, сформированным за счет дифференциата, а магма, сформировавшая тело микрозернистых пород «Лысый Череп», является остаточной. Для подтверждения этой гипотезы использовался метод геохимической термометрии М. Френкеля (Френкель, 1995), который состоит в построении траекторий равновесной кристаллизации пары расплавов. Метод основан на предположении, что если различные по составу породы когда-либо находились в термодинамическом равновесии с одним и тем же интреккумулятивным расплавом, то при моделировании их равновесной кристаллизации обязательно выявится значение P-T параметров, при которых составы остаточных расплавов этих пород будут идентичны, а кривые равновесной кристаллизации пересекутся. Численное моделирование проводилось с помощью программного комплекса КОМАГМАТ. Наиболее благоприятный результат получается тогда, когда расчетные траектории эволюции остаточного расплава образуют четкое пересечение, что дает возможность надежной аппроксимации содержаний главных компонентов в исходном расплаве — с погрешностью $\pm 0,5$ –1 вес. %. Неопределенности оценки температуры магмы составляют при этом 5–10 °C.

Расчеты проводились в диапазоне давлений от 1,5 кбар до 10 кбар. Верхнее значение диапазона учитывает оценки давления внедрения магм — давление напора (Шкодзинский, 1985), сформировавших расслоенные интрузии Олангской группы (Зильберштейн и др., 1999). Нижний предел диапазона соответствует минимальным значениям давления, полученным для газово-жидких включений из метасоматического кварца (Семенов и др.,

1994). Точки пересечения траекторий кристаллизации магм обоих микрозернистых тел фиксируются при давлении ниже 4,5 кбар (рис. 183). Условия формирования расслоенности в микрозернистом теле участка «Лысый Череп» были рассмотрены при $P = 1,5$ кбар. Из рисунка видно, что слоистость формировалась при температуре около 1200–1210 °С. Условия формирования слоистости должны быть ниже температуры разделения магм ~1220 °С (рис. 183), сформировавших микрозернистые тела.

положение в вертикальном разрезе интрузива; (2) магмы, сформировавшие тела микрозернистых пород, имеют единый источник, а кристаллизация магмы, скорее всего, протекала при давлении ниже 4,5 кбар в процессе внедрения в магматическую камеру интрузива.

5.2.4. Условия кристаллизации наложенных силикатных минеральных ассоциаций из рудных тел

Обращает внимание, что все минералы рассмотренных Fe-Ni-Cu-сульфидных и платинометалльных ассоциаций во всех типах месторождений имеют тесные взаимоотношения (сростки, прорастания) с наложенными вторичными силикатными минералами, сформированными в широком интервале температур. Амфиболы, минералы группы эпидота, хлориты, кварц являются общими для рудных ассоциаций из разных рудных тел. В то же время вторичные минеральные ассоциации в каждом случае имеют свои особенности.

В стратиформном рудном теле в ассоциации с сульфидами присутствуют кварц, амфиболы, хлорит, клиноцоизит. В единичном случае был зафиксирован марганцовистый гранат. Сростки сульфидов с первичными магматическими минералами не зафиксированы.

В шлирах и жилах рудных габбро-норитов и плагипироксенитов участка «Надежда» установлен процесс замещения магматических ассоциаций минералов в жильных образованиях. По этим данным процесс преобразования пород имел аутометаморфический характер и протекал в условиях закрытой системы. Этот вывод подтверждают, например, резкие контакты пород жильной фации с вмещающими микрозернистыми габбро-норитами, которые не осложнены вторичными изменениями.

Формирование наложенных минеральных ассоциаций представляется двухстадийным процессом:

1. Кристаллизация $Grt-Hbl-Pl-Sulf-MPP \pm Qtz$ ассоциации, судя по локализации в участках между магматическими минералами (рис. 184, а, б, табл. 52), предполагает ее формирование из остаточного расплава / гидротермального раствора, обогащенного сульфидной составляющей, «собранного» в процессе быстрой кристаллизации из магмы дополнительного внедрения, отражает позднемагматический (до аутометаморфического) этап формирования пород жильной фации. Этот процесс кристаллизации мог протекать по схеме: $раствор \pm (взаимодействие с Opx \text{ и } Pl) \leftrightarrow Hbl_{Cl} + Pl_{мет} + Grt \pm Qtz + Sulf + MPP$.

Хлор фиксируется в роговой обманке. Его содержание в растворе по мере кристаллизации уменьшалось. Об этом свидетельствует высокое

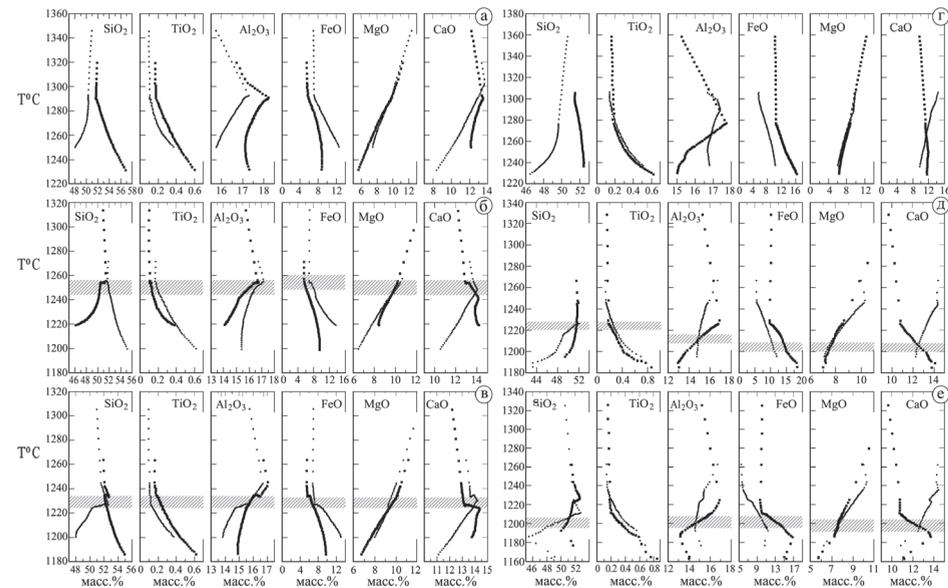


Рис. 183. Данные геохимической термометрии (а, б). Моделирование для средневзвешенных составов тел микрозернистых пород участков «Надежда» и «Лысый Череп»:

(а) $P=10$ кбар, (б) $P = 4,5$ кбар, (в) моделирование для пород расслоенной серии тела микрозернистых пород участка «Лысый Череп» (образец 617: $SiO_2-51,50$ вес. %, $TiO_2-0,17$, $Al_2O_3-11,70$, $FeO-7,32$, $MnO-0,20$, $MgO-17,93$, $CaO-8,13$, $Na_2O-1,04$, $K_2O-0,16$, $P_2O_5-0,03$, П.П.П.-0,83, $Fe_2O_3-8,14$ — железо суммировано и пересчитано; образец 617/1: $SiO_2-52,30$, $TiO_2-0,12$, $Al_2O_3-16,55$, $FeO-3,14$, $MnO-0,15$, $MgO-10,81$, $CaO-13,41$, $Na_2O-1,54$, $K_2O-0,05$, $P_2O_5-0,03$, П.П.П.-0,39, $Fe_2O_3-5,91$ — железо суммировано и пересчитано): $P = 1,5$ кбар. (г, д, е) Моделирование для пород жильной фации и вмещающих их микрозернистых пород (участок «Надежда», табл. 5, обр. 5–24): (г) $P \sim 10$ кбар, (д) $P = 4,5$ кбар, (е) $P = 1,5$ кбар

Таким образом, результаты моделирования не противоречат оценкам температур разделения магмы. Отсюда следует, что (1) именно дифференциацией можно объяснить отсутствие минерализованных крупнозернистых жил и обособлений в теле микрозернистых пород участка Лысый Череп, предположительно из-за того, что полезные компоненты в основном отделились вместе с дифференциатами, занимающими наиболее высокое

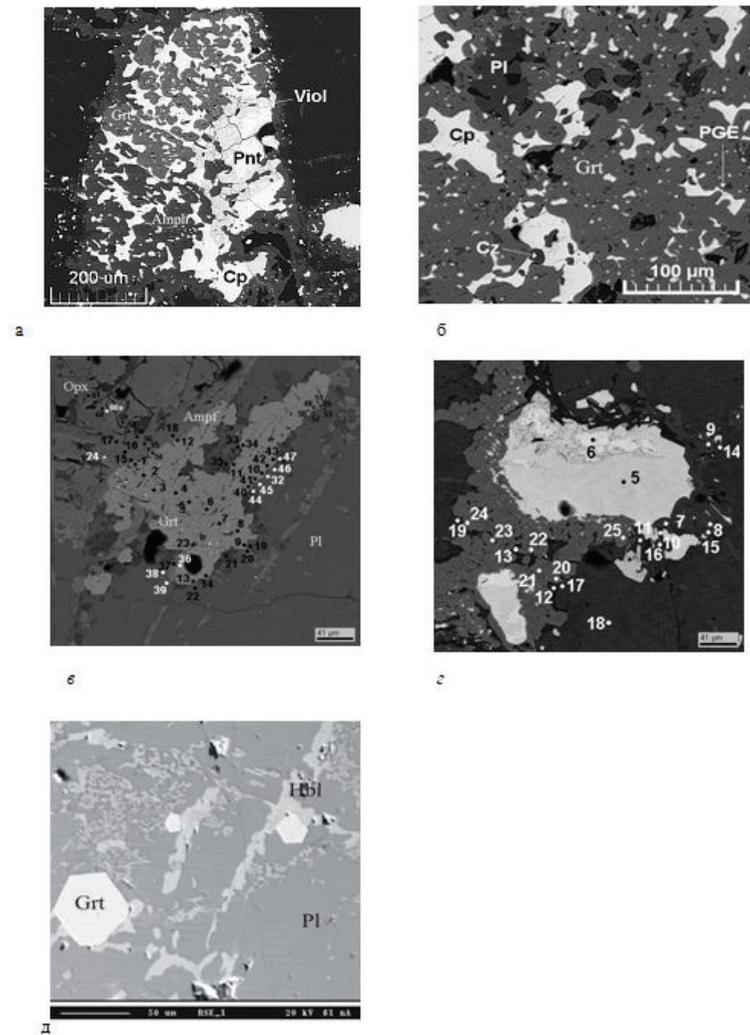


Рис. 184. Особенности кристаллизации гранат-содержащих ассоциаций. Участок «Надежда», РЭМ-изображение: а, б — обособления граната в интерстициях между первичными зернами плагиоклаза в сростках с амфиболами, сульфидами (халькопиритом и пентландитом), кварцем и платиноидами (МПП) в рудных габбро-норитах (табл. 52, обр Lu 05–16, 05–39). Участок «Лысый Череп», РЭМ-изображение: в — кристаллы граната и роговой обманки на контакте между ромбическим пироксеном и плагиоклазом (обр. Lu616, точки соответствуют хим. анализам в табл. 53). Участок «Чиж», РЭМ-изображение: г — «корона» вокруг сульфидов (сростки пирита и пентландита) сложена зернами граната (обр. Lu 303, норит зоны контакта вмещающих пород с микрозернистым телом, участок «Чиж», т. н — 5–6-сульфиды, 12, 13, 20–25-зерна граната, табл. 53). Зона норитов II, РЭМ-изображение: д — идиоморфные кристаллы граната в трещинах, выполненные роговой обманкой (обр. 00–108, лейкократовый норит)

содержание этого элемента в высокотемпературных (высокое содержание Al_2O_3) роговых обманках и почти полное отсутствие в анионной группе роговых обманок с низким содержанием Al_2O_3 (рис. 185).

2. Автометаморфический этап сопровождался формированием $Pt-Act \pm Act + Sulf + MPP$ и $Act-Czo-Ep-Chl-Pl_{изм} \pm Qtz + Sulf + MPP$ ассоциаций.

С наличием «избыточной» серы в флюиде, появление которой связано с израсходованием «сульфидного железа», мы связываем формирование сульфидной ассоциации с тальком, замещающей $Opх$: $2HS(v) + 4OH + 6H^+ + 10(Fe_{0,2}, Mg_{1,8})_2Si_2O_{6,0} \rightarrow 2FeS + 6Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$.

Кристаллизация ставролит-содержащей минеральной ассоциации, ассоциации эпидот-клиноцоизита с роговой обманкой и хлоритом могло протекать под влиянием хлор-содержащего флюида:

1) $Px + Pl + H^+ \pm Cl + OH^- \rightarrow Hbl_{Cl} + Pl_{Na} \pm Grt + Al_2SiO_5 + St$. Хлор фиксируется в анионной группе амфибола;

2) $Pl_{магм} + Hbl1 + H^+ + OH^- \rightarrow Ep(Czo) + Pl_{изм} + Hbl2 + Qtz$;

3) $Ep + CChl + Alb + Ca^{2+} + H^+ + OH^- \rightarrow Zo + Daf + Akt + Na^+$.

В реакции (2) формировался более кислый плагиоклаз (вплоть до альбита) и амфибол, в котором отмечается минимальное количество хлора. Химический состав хлоритов изменяется от высокомагнезиальных (шериданит, CChl) до железистых (дафнит, Daf) разновидностей. Формирование всех этих ассоциаций сопровождалось процессом рудоотложения, о чем свидетельствует взаимное прорастание сульфидных и вторичных силикатных минералов.

В породах зоны экзоконтакта с микрозернистыми габброидами участка «Надежда» и в перекрывающих микрозернистые породы пятнистых

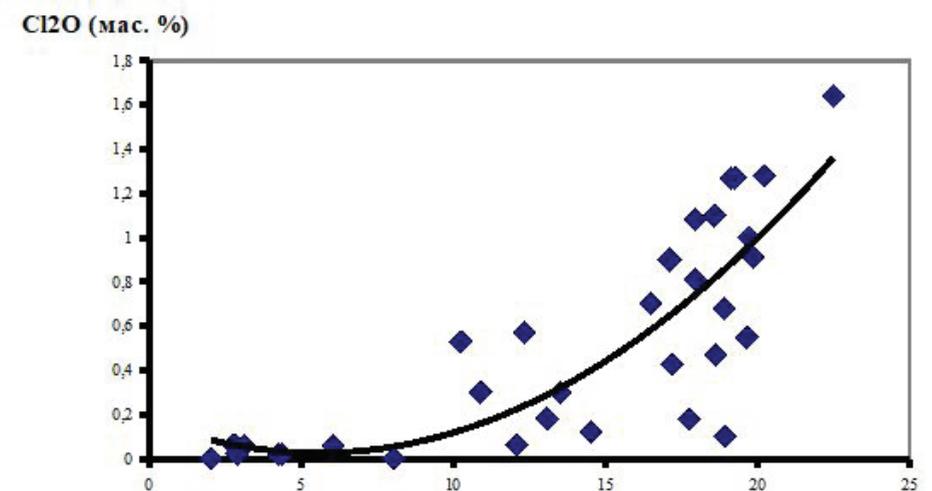
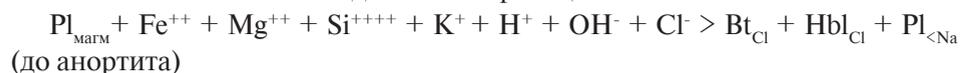


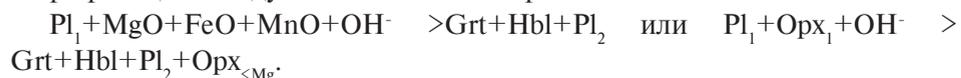
Рис. 185. Содержание хлора в роговой обманке в зависимости от содержания Al_2O_3

анортозитах участка «Лысый Череп» также происходило формирование Tlc-Ant и Hbl-Bt-Pl_{изм} ассоциаций. Высокое содержание хлора в анионных группах высокоглиноземистых роговых обманок присутствие этого элемента в биотите свидетельствует о насыщенности гидротермального раствора хлором. Поэтому формирования роговых обманок и биотита схематично можно записать в виде системы реакций:



Наибольшее распространение в породах экзоконтакта получила вторичная минеральная ассоциация Chl + Ep(Czo) + Amph + Pl_{кисл} ± Qtz ± Scap ± Ms.

Гранат-содержащие минеральные ассоциации из пород, вмещающих силлы и малых размеров линзы микрозернистых габброидов, формируются по схеме, отличающейся от схемы формирования гранатовых ассоциаций из пород жильной фации: (1) гранат развивается по плагиоклазу и трещинам в нем совместно с амфиболами, (2) на границе зерен плагиоклаза и ромбического пироксена совместно с роговой обманкой образует коронарные структуры вокруг пироксенов и агрегатов сульфидных минералов (рис. 184, в, г, д, табл. 53). Очевидно, что этот процесс шел как при взаимодействии плагиоклаза с флюидом с привнесом железа и магния, так и при реакции между плагиоклазом и пироксеном по схемам:



Ставролит-содержащая ассоциация с Al₂SiO₅ и мусковитом, обнаруженная в этих породах (обр. 303, рис. 179, б), вполне вероятно сформирована при разложении плагиоклаза, но при недостатке в гидротермальном растворе магния и железа. В зоне, подстилающей депрессионные структуры ниже несогласия (рис. 179, б), типовая наложенная ассоциация силикатных минералов представлена: Hbl+Bt+Czo-Ep+Alb+Chl+Scap ± Carb.

5.2.5. Термобарометрия

Для оценки условий кристаллизации методом TWEEQU (Berman, 1991; Berman, Aranovich, 1996; Aranovich, Berman, 1996), а соответственно, и рудных минералов, находящихся в тесных сростаниях с вторичными силикатными минералами, исследовались ассоциации Grt-Hbl-Pl, Grt-Hbl-Pl-Qtz, а с помощью ставролит-гранатового термобарометра (St-Grt термобарометр (Федькин, 1975)) изучалась ассоциация St+Grt+Al₂SiO₅ (табл. 52, 53).

Метод TWEEQU основан на использовании одновременного расчета линий моновариантного равновесия между конечными членами твердых растворов минералов. Графически пересечение всех линий равновесия в одной точке, исходя из принципов термодинамики, должно равняться нулю алгебраической суммы химических потенциалов выбранной системы компонентов. Следовательно, в соответствии с принципом Ле-Шателье, при полученных T и P выбранная система находится в условиях химического (катионного) равновесия.

Данные термобарометрии для пород жильной фации (участок «Надежда»).

Методом TWEEQU для образца породы жильной фации (табл. 52) из центральной части тела микрозернистых габбро-норитов были получены

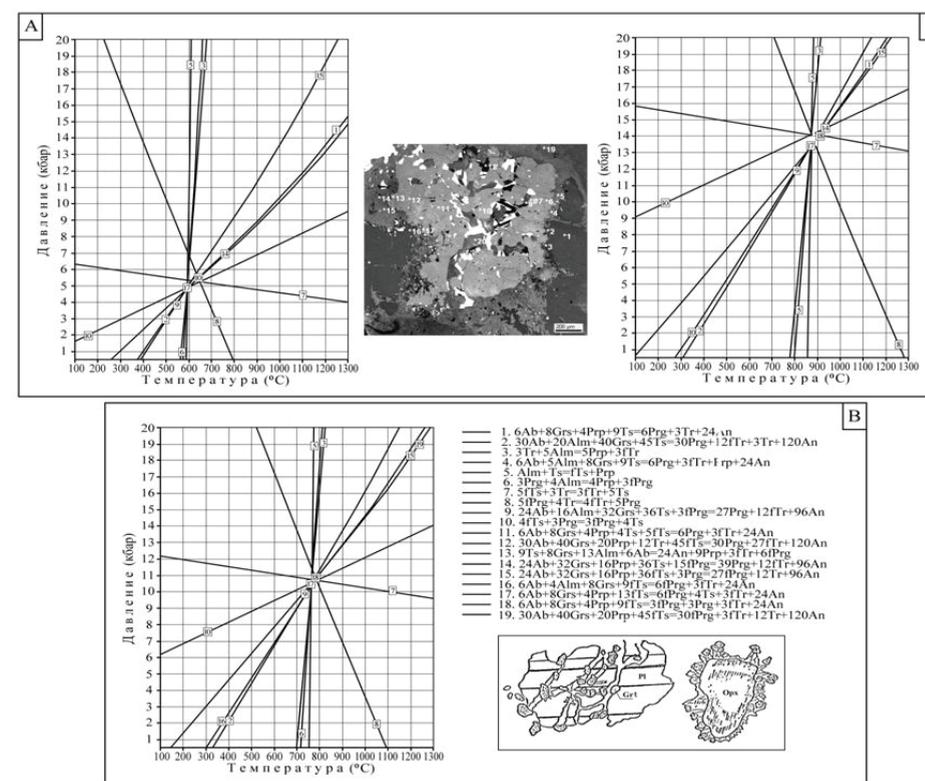


Рис. 186. Пример результатов оценки параметров формирования гранат-содержащих ассоциаций из пород жильной фации и пород зоны экзоконтакта с микрозернистыми породами методом TWEEQU (табл. 54): а — результаты моделирования для минеральных ассоциаций из пород жильной фации: (1), (2) — расчеты проводились с использованием данных (Barkov et al., 1999); б — результаты моделирования для минеральных ассоциаций из пород жильной фации (обр. Lu 05–39). Точки соответствуют химическим анализам в табл. 55); в — результаты моделирования для минеральных ассоциаций из пород зоны экзоконтакта силлов микрогабброидов (обр. Lu 689). Приведено 19 реакций, составляющих пучки (из них четыре реакции независимые)

следующие значения: (1) $P \sim 11\text{--}12$ кбар, $T \sim 820$ °С и (2) $P \sim 5\text{--}7$ кбар, $T \sim 600\text{--}650$ °С (использовались анализы минералов (*Barkov et al.*, 1999)). Для образца 05–39, взятого вблизи верхней границы тела микрозернистых пород, было получено: (3) $P \sim 14,0$ кбар, $T \sim 860\text{--}900$ °С и (4) $P \sim 11,0\text{--}12,0$ кбар, $T \sim 800$ °С (обособление средне-крупнозернистых рудных норитов). На рис. 186, а, б приведены результаты некоторых измерений. Отметим: 1 — относительно низкие температуры и давления (анализы минералов (*Barkov et al.*, 1999)) отвечают условиям кристаллизации ставролит-содержащей ассоциации; 2 — гранат (обр. 05–39) обладает зональным строением — в нем центральная часть зерна характеризуется более низким содержанием магния и более высоким содержанием марганца. Удовлетворяющие условиям данные были получены для состава граната из его краевой части, непосредственно контактирующей с роговой обманкой.

Проведенные с помощью ставролит-гранатового термобарометра расчеты показали, что в породах жильной фации для некоторых пар St-Grt $P = 5,3\text{--}5,6$ кбар и $T \sim 600$ °С. Эти данные совпадают с оценками давлений и температур, определенными А. Барковым (*Barkov et al.*, 1999).

Данные термобарометрии для пород экзоконтактов с силлами микрозернистых пород. Для ассоциаций с гранатом и роговой обманкой методом TWEEQU получено три группы температур и давлений: 1) $P \approx 3,0\text{--}4,5$ кбар, $T \approx 500\text{--}650$ °С, 2) $P \approx 6,0\text{--}9,0$ кбар, $T \approx 650\text{--}700$ °С, 3) $P \approx 10,0\text{--}13,0$ кбар, $T \approx 700\text{--}800$ °С (табл. 53, обр. 689, рис. 186, в).

Ставролит-гранатовый термобарометр. Наличие в St + Al₂SiO₅ + Gr + Ms ± Qu мусковита указывает на температуру формирования этой ассоциации как минимум ниже 650 °С (участок «Чиж», обр. 303, зона контакта с силлом микрозернистых пород (*Семенов и др.*, 2008)). Проведенные нами расчеты показали, что условия формирования этой ассоциации минералов могли протекать при $P \sim 4,5$ кбар, $T \sim 550$ °С.

Расчеты равновесий для минеральной ассоциации Czo+Tr+Chl+Qtz±Bt±Ms произведены с помощью программы GEOCALC (*Berman et al.*, 1987). Ее формирование возможно при $T = 350\text{--}450$ °С. Нижний предел давлений соответствует 1,5–2,0 кбар. Близкая по значению величина давления 1,4–2,5 кбар была получена при изучении углекислотных, газовой-жидких и водно-солевых включений в магматическом кварце (*Семенов и др.*, 1994).

Газово-жидкие микровключения в кварце из измененных пород представлены индивидами, заполненными только жидкостью, водно-солевыми с газовым пузырьком, углеводородными и углекислотными включениями.

Максимальная Th (температура гомогенизации) газово-жидких включений — 370 °С (включения с содержанием газа порядка 40 %). Другая группа

включений имеет Th = 290 °С (с содержанием газа 30–35 %). Th = 230 °С получено для включений с низким содержанием газа.

Углекислотные включения статистически соотносятся с группой включений с Th = 290 °С. Изохора для CO₂-включений в кварце из кварцевых жил и кварце из габбро-пегматитов (плотность 0,66–0,87 г/см³) показали давления — 1,4–2,5 кбар при 200 < T < 400 °С соответственно. С другой стороны, при нагревании водно-солевых включений при Th = 230 °С — гомогенизация газа и жидкости, а при 360 °С растворялся кристалл соли. Разность температур составляет 130 °С, что позволило воспользоваться оценочными экспериментальными кривыми (*Леммлейн, Клевцов*, 1956) для определения давления флюидной фазы на поздней стадии минералообразования. Оценка давления составила 1,5 кбар.

5.2.6. Моделирование постмагматических процессов

Нами установлено, что главный этап формирования руд в породах экзоконтакта с телами микрозернистых габбро-норитов связан с постмагматической стадией остывания интрузива: Fe-Ni-Cu-сульфиды и платиноиды ассоциируют с вторичными минералами: амфиболами, клиноцоизитом, скаполитом, пренитом и др., находясь с ними в тесном срастании. Это дало возможность оценить условия их формирования в координатах P-T. В то же время, судя по высокой степени изменения пород, процесс их формирования протекал в условиях высокой флюидонасыщенности. Поэтому оценка механизмов, контролирующих формирование флюидного потока и приводящих его в движение, может служить дополнительным доказательством метасоматической природы наложенных процессов и, в частности, оруденения. Для этой цели использовалась программа GBFLOW (*Гричук*, 2000), предназначенная для моделирования гидротермально-метасоматических процессов методом проточного реактора. Эта программа включает процедуру определения качественного состава флюида, равновесного с выбранным источником (субстратом), где исходный состав солевого раствора (1 моль [K, Na]Cl), уравновешенный с породой источника в реакторе с W/R = 1 (отношение вода — порода; величина, характерная для метаморфических процессов), взаимодействует с неравновесным эдуктом при постоянных P и T, отличающихся от P-T условий получения флюида. В декомпрессионной модели давление устанавливалось ниже давления отделения раствора из источника. В термоградиентной системе моделирование проводилось при температурах более низких, чем температуры отделения от источника первоначального раствора. После прохождения раствора через реакторы, новообразованные модельные минеральные фазы

и соотношения определенных компонентов сравнивались с природными образцами. Данные, наиболее близко отвечающие природным наблюдениям, расценивались как результат, который давал основания определить источник и оценить направленность процессов.

Было предположено, что в качестве источника флюида (субстрата) могли быть как порции магм дополнительного внедрения, так и первичная магма (Семенов, 2012), незначительно отличающиеся друг от друга по составу (Glebovitsky et al., 2001). В качестве исходных пород (эдукта), подвергшихся воздействию флюида (гидротермальным процессам), использовались лейкократовые нориты, габбро-нориты и анортозиты.

Результаты моделирования (Семенов и др., 2008; Семенов, 2012) привели к выводу, что среди конкурирующих процессов (декомпрессия и остывание) декомпрессия играла ведущую роль в формировании наиболее распространенных вторичных минеральных ассоциаций: (1) Czo-An₁₀-Chl-Tr(Act) и (2) Amph(Act, Hbl)-Bt-Pl_{изм} (до Ab)±Qtz. Ассоциация минералов (1) оказалась устойчивой при интенсивном флюидопотоке (вплоть до W/R~10³) и реализовалась в декомпрессионной модели при T~450 °C, при этом с наращиванием флюидопотока наиболее четко проявились процессы Na-метасоматоза; тогда как при температурах ≥450 °C и величине W/R~10² реализовался калиевый метасоматоз с характерной ассоциацией (2). Уменьшение давления при изотермических условиях приводило к увеличению растворимости металлов и их миграции в предполагаемые зоны разуплотнения. Модель охлаждения, ведущая сначала к обогащению пород калием, а затем к полному его выщелачиванию, реализовывалась значительно реже, что выражалось в появлении парагенезиса Qtz-Ms-Chl-Act-Czo, а в конечном счете — Qtz-Chl жил. Таким образом, изменение P-T в процессе остывания интрузива приводило не только к изменению направленности метасоматических процессов, но и к наложению различных ассоциаций минералов (процесс телескопирования): а) Amph(±Act)-Bt±Chl₁±Qtz — ранняя, б) Qtz-Czo-Chl₂-Ab-Ms — более поздняя.

5.2.7. Механизмы формирования рудной минерализации

Стратиформное оруденение. Признаком магматического (ликвационного) происхождения оруденения служат каплевидные образования сульфидов. Кроме того, сульфиды халькопирит-пентландит-пирротиновой ассоциации, по-видимому, фиксируют распад твердых растворов (mss и/или iss), что также предполагает их магматическое происхождение. Зафиксированные твердофазовые структуры распада с формированием кубанита и халькопирита возможны при охлаждении mss (моносльфидный твердый

раствор) или iss (промежуточный твердый раствор), а разнообразие сульфидных минералов в ассоциациях зависит от состава этого твердого раствора. В ассоциациях сульфидов преобладает пирротин, что предполагает распад mss, в котором Fe преобладал над Cu и Ni. Ассоциация сульфидов с кубанитом зафиксирована и в участке «Чиж» в меланократовых норитах — гарцбургитах. Следует отметить, что характерной чертой для этого типа оруденения являются включения МПГ в минералах сульфидов: пирротине, пентландите и халькопирите.

Породы жильной фации, обогащенные полезными компонентами, сформировались из остаточного расплава, отделившегося от магмы дополнительной фазы внедрения при ее кристаллизации. Об этом свидетельствуют данные, полученные методом геохимической термометрии. Так как кристаллизация пород обособлений и жил протекала в условиях закрытой системы, формирование наложенных минеральных ассоциаций не могло повлиять на первичный химический состав пород. Расчеты проводились в диапазоне давлений до 10 кбар. Приемлемые результаты расчетов получены для интервала давлений 2,5–4,5 кбар (рис. 183, табл. 54).

Породы зон экзоконтактов имеют свои особенности формирования. Предлагается рассмотреть следующие вопросы: что происходит в магматической камере при внедрении, кристаллизации новой порции магмы и дальнейшем ее остывании?

Влияние внедрения новой порции магмы на перераспределение химических компонентов.

Как было установлено для интрузий Олангской группы, куда входит и интрузив Луккулайсваара, давление P₀ магм при формировании магматической камеры составляло не менее 7–10 кбар (Берковский и др., 1999). Оценка давления при внедрении магмы проводилась по значению стресса во вмещающих породах с помощью изучения координатных зависимостей гравитационных аномалий.

Искомое значение давления магмы при внедрении представлялось в виде: P₀ = P₁ + σ, где P₁ — значения литостатического давления вмещающих пород, а σ — одноосное напряжение сжатия нормальное к поверхности контакта магматической камеры с вмещающими породами. Оценка величины стресса σ проводилась из анализа гравитационного поля в окрестности интрузивов. В приближении упругой деформации такое изменение плотности вмещающих пород позволило оценить добавочное (относительно литостатического) давление, испытанное вмещающими породами под влиянием внедренной магмы и равное в окрестности границы с интрузивом стрессу σ. Полученные оценки давления магм находятся в соответствии с петрологическими данными по давлениям при магнообразовании

и в первом приближении могут соответствовать условиям магмогенерации или давлениям в промежуточных камерах, откуда эта магма внедрялась в вышележащие породы (рис. 187).

Если рассматривать составы первичной магмы интрузива Луккулайсваара и магм, сформировавших тела микрозернистых пород, то они сравнимы с составом бонинитов. Только содержание Al_2O_3 несколько выше принятого для этой группы пород (табл. 52). Так, к породам бонинит-марианитовой вулканической серии относит образования с содержанием: $MgO \geq 8$ вес. %, $SiO_2 \geq 52$ %, $TiO_2 \leq 0,5$ %, $Al_2O_3 \leq 13$ %, $Cr - 200-1800$ г/т, $Ni - 70-450$ г/т (Голубев, Светов, 2002). А. Крауфорд с соавторами (Crawford et al., 1989) к бонинитам относят вулканические породы, которые содержат $SiO_2 > 53$ вес. % и имеют $Mg^*[Mg/(Mg+Fe)] > 0,6$. Кроме того, этот автор выделяет группу высокоглиноземистых бонинитов. Поэтому магмы были отнесены к бонинитоподобным. Этот вывод имеет принципиальное значение, т. к. предполагает не только сходные условия формирования первичной магмы и магм дополнительных внедрений, но и сходные условия их внедрения.

Таким образом, очевидно, что при новом открытии канала, соединяющего источник (где магма находится под давлением P_q) с камерой (где давление — P_1), только разность давлений ($P_q - P_1$) > 0 вызывает продвижение второй порции магмы в магматическую камеру. Давление новой порции на границе с камерой может быть выражено в виде: $P_{qr} = P_q(1 - (r_m/r_c))$, где $(r_m/r_c) < 1$ (r_m, r_c — средние

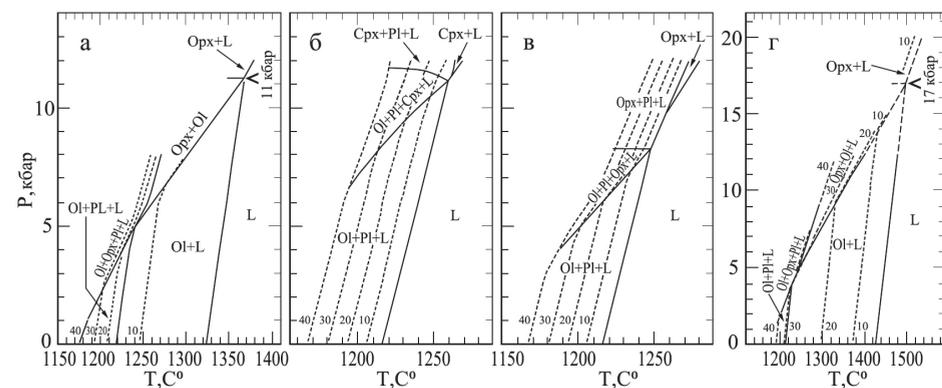


Рис. 187. Оценка P — T условия магмогенерации на основе изучения субликвидусных фазовых соотношений при различных давлениях.

а — для родительского расплава массива Луккулайсваара, б — для родительского расплава массива Ципринга (рассчитаны с использованием ортопироксенового геотермометра), в — для родительского расплава массива Ципринга (рассчитаны с использованием пижонитового геотермометра), г — для родительского расплава массива Кивакка. L — расплав, Ol — оливин, Орх — ортопироксен, Pl — плагиоклаз, Срх — клинопироксен. Пунктирные линии и цифры при них обозначают долю суммы твердых фаз (мол. %). Штрих-пунктирными линиями показана экстраполяция фазовых границ в область больших давлений

плотности магматической колонны и вмещающих эту колонну пород). В общем случае скорость движения новой магмы $v_0 \neq 0$ и взаимодействие второй порции магмы, представленной вязкой жидкостью, с первой, заполняющей камеру, можно рассматривать как гидравлический удар, т. к. $P_1 < P_{qr}$. С другой стороны, если время воздействия новой порции магмы больше времени прохождения деформационных волн через магматическую камеру, то эффект будет аналогичен воздействию статического пресса. Возникающее при этом механическое напряжение X на контакте первой и второй порций, абсолютная величина которого составляет $X \sim DP = P_{qr} - P_1$, можно считать одноосным и направленным нормально к поверхности контакта. Поэтому, очевидно, что:

1. Первая порция сжимается напряжением X как штампом с соответствующими механическими эффектами (Зильберштейн и др., 1988).

2. Вторая порция подвергается локальному (в окрестности контакта) растяжению (разуплотнению), могущему приводить, в частности, к разрыву сплошности ее материала и/или последующему повышенному насыщению ее флюидом (Берковский и др., 1999).

Исходя из предположения о неизменности объема V системы ($dV = 0$), данное напряжение X посредством термоупругого эффекта приводит к изменению температуры у контакта как первой, так и второй порции. При этом первая порция, согласно (Nye, 1987), локально нагревается, а вторая — охлаждается.

Таким образом, механическое напряжение X приводит, помимо стресс-индуцированной диффузии в кристаллическом материале камеры (обычно слабой), и к термодиффузии, вызванной локальным градиентом температуры, которая в стационарных условиях и в отсутствие внешних сил уравновешивается концентрационной (обычной) диффузией.

Этот эффект возможен, пока существует температурный градиент, вызванный гидравлическим ударом. Причем в окрестности контакта, в зависимости от свойств химических компонентов (коэффициентов диффузии), новая порция магмы обогащается (обедняется) данным компонентом, тогда как порция главного внедрения обедняется (обогащается) этим же компонентом. Это должно приводить к перераспределению и аномальным концентрациям химических компонентов: молекулы с большей массой (или более крупные) будут стремиться перейти в более холодные области, а молекулы с меньшей массой (или менее крупные) — в более нагретые. Однако последующие процессы охлаждения и декомпрессии системы могут затушевать более ранние высокотемпературные процессы.

Неоднородность деформации в интрузии, возникающая при ее остывании и декомпрессии, и влияние такой неоднородности на распределение флюида и рудной минерализации.

Остывание и декомпрессия интрузивов, не являющихся однородными, могут приводить к локальным деформациям, наиболее сильно проявленным в окрестности границы между слоями или границы тел-включений с вмещающим их однородным материалом интрузива.

На примере интрузива Луккулайсваара установлено (*Зильберштейн и др.*, 1999), что в процессе остывания от T_1 (1100 °С — нижний предел температуры кристаллизации интрузива) до T_2 (350–450 °С) и декомпрессии от P_1 (> 2 кбар) до P_2 (=2 кбар), где (P_2, T_2) — (P, T) условия кристаллизации вторичных минералов, объем тела-включения (V_b) микрозернистых пород (состава: 0,25 Орх + 0,25 Срх + 0,50 Pl) становится меньше объема (V_c) соответствующей ему полости во вмещающих породах состава (0,20 Орх + 0,8 Pl). Разность относительных изменений объема dV/V (деформаций) тела-включения (b) и полости (c) представима в виде:

$$dV_b/V_b - dV_c/V_c = (A_b - A_c)(T_2 - T_1) - (B_b - B_c)(P_2 - P_1) < 0,$$

где A и B — соответствующие коэффициенты объемного теплового расширения и сжимаемости пород тела-включения (b) и вмещающих (c), рассчитываемые в рамках аддитивной модели по данным (*Clark*, 1966). Показано, что в изобарическом случае ($P_1 = P_2$) разность уменьшений объемов составляет:

$$(dV_b/V_b - dV_c/V_c) = (-2,8 \pm 0,2) 10^{-3}$$

Разность $(dV_b/V_b - dV_c/V_c)$ в упругом приближении позволила оценить изменение dP давления в теле-включении, индуцированное его растяжением вмещающими породами:

$$dP = K(dV_b/V_b - dV_c/V_c) = K((A_b - A_c)(T_2 - T_1) - (B_b - B_c)(P_2 - P_1)),$$

$$dP = - (2,13 \pm 0,15) \text{ кбар},$$

где K (=0,76 Мбар) — модуль объемной упругости тела, оцененный по данным (*Физические свойства*, 1988). Такое поведение тела во вмещающей среде должно приводить к деформации растяжения в окрестности контакта, которая в случае превышения предела прочности может привести к образованию трещин отрыва. Все это приводит к разуплотнению и увеличению пористости вблизи контакта, к росту флюидонасыщенности и приносу полезных компонентов. Именно этот процесс мы наблюдаем в зоне экзоконтакта вмещающих пород и тела микрозернистых габбро-норитов.

5.2.8. Обсуждение результатов

Приведенные данные о последовательности кристаллизации минералов-кумулятов отражают в первую очередь состав магм, формирующих интрузив. Выделяются высокомагнезиальные и высококремнистые магмы, близкие по своему составу коматиитам (Бураковский расслоенный ком-

плекс, интрузия Наранкаваара), базальтам марианит-бонинитовой серии с низким (менее 0,15 вес. %) содержанием титана (Интрузии Луккулайсваара, Кивакка, Мончегорский интрузив, расслоенный комплексы Пеникат и Портиваара). Другая группа интрузивов сформирована за счет магм толеитового состава разной глиноземистости (интрузии Ципринга, Панские и Федоровы тундры, интрузии комплекса Койлисмаа, интрузия г. Генеральской, Главного хребта).

Интрузия Луккулайсваара, по нашим представлениям, сформирована за счет внедрения магм/магмы бонинитоподобного состава. При этом средневзвешенный состав массива Луккулайсваара, который мы трактуем как состав первичной магмы, и тел, сформированных за счет дополнительных порций внедрений магм, близки по своему химизму. Концентрации Cr в первичной магме порядка 500 г/т, а в телах микрозернистых пород 300 и 800 г/т соответственно свидетельствуют о примитивном составе магм, сформировавших как интрузив, так и тела микрогабброидов. Симметричное распределение породообразующих элементов, Cr и Ni вдоль профилей через тела микрозернистых пород, с минимальной их концентрацией в осевых частях разрезов, свидетельствует о кристаллизации тел в закрытых условиях (*Семенов*, 2012).

Смена кумулатов в вертикальных разрезах интрузивов, кроме того, отражает события, повлиявшие на условия кристаллизации. Например, возврат к высокотемпературным кумулятивным ассоциациям (мегациклы, мегаритмы и ритмы), формирование хромититовых слоев многими исследователями трактуется как показатель многофазности интрузивов, процессов смешения проэволюционировавшей и «свежей» магм. Этими же процессами объясняется формирование т. н. критических зон с структурами типа «rothole» массива Бушвельд, концентрирующими богатую ЭПГ минерализацию. Для критических горизонтов характерна незакономерная смена кумулятивных ассоциаций (можно назвать ее «кумулятивной кашей»), которая объясняется смешением магм разного состава. Так формирование расслоенной серии нижней и критической зон, включая слои хромитов, расслоенного комплекса Бушвельд связывается с четырьмя импульсами внедрения магм (*Tegner, Cawthorn*, 2006; *Eales, Klerk*, 1990; *Kruger*, 1994).

Встает и другой вопрос: всегда ли возможен процесс смешения магм? Примером, где смешение магм (родоначальной и дополнительного внедрения) было маловероятным, является интрузив Луккулайсваара. Можно только предположить, что для смешения необходимо, чтобы массы дополнительных магм и родительских магм были сравнимы по объему.

Другой задачей исследования являлась оценка роли магматических-позднемагматических и постмагматических процессов в формировании

платинометальной минерализации. В расслоенном интрузиве Луккулайсваара выделено три типа минерализации.

Стратиформный тип оруденения связывается с процессами ликвации (см. каплевидный характер сростков минералов сульфидов, формирование пирротин-халькопирит-кубанитовой ассоциации — продукта распада mss и/или iss ?). Известно, что при охлаждении твердых растворов mss и iss , выделившихся из расплава в процессе ликвации, происходят процессы (Синякова, Косяков, 2009) твердофазового распада, причем разнообразие сульфидных минералов в ассоциациях зависит от состава твердого раствора. В ассоциациях сульфидов преобладает пирротин, что предполагает распад mss .

Кроме того, отмечено, что (а) стратиформный тип оруденения преимущественно приурочен к границам зон норитов и габбро-норитов, (б) этот тип оруденения расположен на одном стратиграфическом уровне с крупными телами микрозернистых пород, (в) Cu-Fe-Ni-сульфидная и ЭПГ минерализация фиксируется в меланократовых норитах-бронзитах, меланократовых оливиновых норитах-гарцбургитах и габбро-норитах. Следует заметить, что возврат к высокотемпературным оливин-содержащим кумулатам в интрузиве Луккулайсваара связывается с внедрением новых порций магм.

Здесь можно найти некоторое сходство с таким классическим примером, каким является расслоенный комплекс Стиллуотер, где считается, что сильнейшим аргументом против моделей флюидного переноса является строгое совпадение максимальных содержаний ЭПГ и пиков Pd/Pt не только с оливин-содержащими зонами вдоль всего стратиграфического разреза, но и с оливин-содержащими интервалами в пределах этих зон. Совпадение пиков Pd и MgO в оливин-содержащей зоне подтверждает заключение, сделанное (Irvin, 1983; Keith, 1982; Raedeke, 1983; Barnes, Naldrett, 1986), что ЭПГ минерализация в ЭПГ обогащенных сульфидных горизонтах комплекса Стиллуотер является продуктом инъекций новых порций примитивной магмы.

Породы жильной фации. Флюидная фаза в остаточном расплаве, судя по всему, была насыщена несовместимыми компонентами, хлором, серой и водой, «собранными» из кристаллизующегося объема магмы дополнительного внедрения. Представленный ряд ассоциаций сульфидов, в которых все более никелистый Pn последовательно ассоциирует с моноклинным Po, отвечает низкотемпературному эволюционному ряду кристаллизации сульфидных расплавов. Этот факт можно отнести к особенностям формирования оруденения жильного типа, свидетельствующего о длительности процесса кристаллизации в закрытых условиях.

Условия кристаллизации наложенных минералов пород жильной фации, оцененные с помощью геотермобарометров, варьируют в широких пределах $P \approx 14,0-5,0$ кбар и $T \approx 900-500$ °C. Как объяснить высокие давления, полученные для гранат-содержащих ассоциаций из средне-крупнозернистых жил и обособлений? Ведь по данным геохимической термометрии остаточные расплавы отделялись от кристаллизующейся магмы дополнительного внедрения при давлении не выше 1,5–4,5 кбар.

Понятно, что вещество, сформировавшее породы обособлений, — это относительно низкотемпературный остаточный расплав, с растворенной флюидной фазой, о чем свидетельствует присутствие в породах, кроме рудных минералов, широкого спектра гидроксил-содержащих силикатов поздних минеральных ассоциаций. Процессы «быстрой» кристаллизации (об этом свидетельствует микрозернистая текстура пород, вмещающих породы жильной фации) сопровождалась сжатием (уменьшением) изолированных объемов обособлений, заполненных остаточным и относительно низкотемпературным расплавом, насыщенным флюидом, т. е. высокие давления возникали после отделения вещества пород обособлений в момент формирования микрозернистой матрицы. Это возможно, как было показано (Зильберштейн и др., 1999), в силу разных коэффициентов объемного теплового расширения и сжимаемости остаточного расплава и формирующихся вмещающих микрозернистых пород, а по мере кристаллизации относительно низкотемпературного вещества собственно обособлений происходила разгрузка: снижение давления до 4,5 кбар и ниже.

Отмечалось, что в микрозернистых телах, залегающих ниже участка «Надежда», в породах жильной фации рудная минерализация не наблюдалась. Это явление объясняется процессом дифференциации. Предполагается, что полезные компоненты отделились вместе с дифференциатом в головные части «магматической колонны», сформировавшей впоследствии микрозернистые тела габброидов, наиболее высокой части разреза интрузива Луккулайсваара (Семенов, 2012).

Экзоконтактовый тип месторождений. В формировании экзоконтактового типа месторождений ведущую роль играл водно-хлоридный флюид, содержащий серу. Хлор удалялся из раствора по мере падения температуры за счет активной кристаллизации высокотемпературных гидроксил- и хлор-содержащих силикатов — главным образом высокоглиноземистой роговой обманки, а также хлор-содержащего апатита. Это повышало роль серы (возможно, комплексов бисульфида — $Me(HS)_2^{Z-2}$, где Z-заряд металла) в формировании комплексных соединений и способствовало дальнейшему переносу ЭПГ: основной этап рудоотложения приходился на средне-низкотемпературную стадию преобразования пород, когда основная часть

хлора была выведена из раствора. Именно поэтому в зоне нижнего и частично верхнего экзоконтакта фиксируется «разрыв» между аномальными содержаниями S, Cu, Ni, ЭПГ и Cl (Семенов, 2012).

Эти процессы контролировались декомпрессионным эффектом, возникающим во время остывания на границе сред с разными коэффициентами расширения и сжимаемости. Оцененная ΔP в связи с уменьшением объема тела микрозернистых пород на стадии остывания могла достигать в зоне контакта 2,0 кбар (Зильберштейн и др., 1999). Поэтому эффект остывания и декомпрессии сопровождался увеличением пористости вблизи контакта и играл роль насоса, что приводило к росту флюидонасыщенности, привносу полезных компонентов и к полной перекристаллизации магматических пород, формированию ассоциации сульфидов и платиноидов с низкотемпературными минералами: с пренитом и пумпелеитом, карбонатными минералами, появлению экзотических ассоциаций с турмалином и калиевого полевого шпата. Результаты моделирования метасоматических процессов (Семенов, 2012) также привели к выводу, что среди конкурирующих процессов декомпрессия играла ведущую роль в формировании главных вторичных минеральных ассоциаций.

Однако можно возразить, что эти процессы не отличались от таковых при формировании пород жильной фации или стратиформного оруденения, которые также сопровождалась кристаллизацией наложенных минеральных ассоциаций при участии обогащенного хлором флюида. Особое значение в этой связи приобретают изотопно-геохимические данные. С одной стороны, отсутствие различий в изотопных характеристиках ϵNd для микрозернистых габброидов и пород расслоенной серии указывает на их общий источник, т. е. микрозернистые габбро-нориты не являются продуктом внедрения из источника с другими изотопными характеристиками. С другой — приконтактным вмещающим породам свойственны более высокие значения ϵNd , чем для остальных типов пород (табл. 55). Это позволяет предположить, что в их формировании участвовал источник, изотопный состав которого отличался от источника пород массива и микрогаббро-норитов в частности. Полученные результаты в сочетании с данными о признаках активной деятельности хлоридного флюида в породах контактовых зон с телами микрозернистых пород, а также с данными о высокой растворимости Nd в флюиде такого состава позволяют предположить, что аномальные значения ϵNd являются результатом привноса ксеногенного Nd, например, хлор-содержащим флюидом, а возможно, и результатом разделения изотопов в градиентном поле, где ϵNd есть не что иное, как коэффициент обогащения $\epsilon = \alpha - 1$, α — полный коэффициент разделения. Такая закономерность подчеркивает метасоматическую при-

роду вторичных минеральных ассоциаций, главная фаза формирования которых пришлось на завершающую стадию формирования (остывания) массива — примерно 2,44 млрд лет.

Было установлено, что на породы, сформированные из магмы дополнительных внедрений, и на вмещающие их породы расслоенной серии на поздне- и постмагматической стадиях кристаллизации влияли процессы, протекавшие в широком диапазоне P-T. Высокие давления и температуры, полученные для гранат-содержащих ассоциаций из пород экзоконтакта с вмещающими силлы микрозернистых габбро-норитов косвенно указывают на состояние вмещающей среды (по давлению) в момент внедрения дополнительных порций магм, сформировавших тела микрогабброидов, и соответствуют результатам расчетов (Берковский и др., 1999). А. Н. Берковским и др. было установлено, что магма поднимается к поверхности под давлением, близким давлению в магматическом источнике (например, для магмы, сформировавшей интрузив Луккулайсваара P_0 порядка 10 кбар, и по (Шкодзинский, 1985) определяется как давление напора. В формировании расслоенной интрузии Луккулайсваара участвует магма или магмы дополнительных фаз внедрения, имеющие близкий химический (Семенов и др., 2008) и изотопный состав, что и магма «главной» фазы внедрения. Это означает, что магма дополнительных фаз внедрения будет иметь термодинамические параметры, соответствующие источнику магмы «главной» фазы внедрения, т. е. $P_0 \gg P_1$. В «депрессивных» структурах в породах экзоконтакта не обнаружены высокобарические ассоциации минералов. Это свидетельствует о внедрении порции магмы в неконсолидированную часть магматической камеры. При остывании происходило формирование NbI-Vt-Ab ассоциации (до $T \approx 400-450$ °C и $P \approx 2-3$ кбар), которая в свою очередь сменилась ассоциацией Czo-Act(Tr)-Chl-Ab-Qtz \pm Ms. Расчеты равновесий для минеральной ассоциации Czo+Tr+Chl+Qtz \pm Vt \pm Ms показали, что ее формирование возможно при $T = 350-450$ °C. Нижний предел давления соответствует 1,5–2,0 кбар, что совпадает с максимальной величиной $P = 1,4-2,5$ кбар, полученного при изучении газовой-жидких включений. На заключительной стадии формировались пренит-пумпелиитовые ассоциации при $T \sim 350$ °C и $P \leq 2,5$ кбар.

5.2.9. Выводы

1. Интрузив Луккулайсваара сформирован за счет магмы главной фазы внедрения, сравнимой по составу с магмами «бонинитового ряда». Тела микрогабброидов — продукт дополнительной фазы/фаз внедрения, также сформированы за счет бонинитоподобной магмы, близкой магме главной

фазы и, следовательно, имеющей с ней общий источник и сходные условия внедрения. Они определили не только особенности вертикального строения массива (возврат к оливин-содержащим кумулятивным ассоциациям минералов в базитовой части разреза, формирование «депрессивных» структур и «косослоистых» серий пород), но и особенности рудной минерализации. Давление P_0 порядка 10 кбар, полученное для пород, вмещающих силлы микрогабброидов, связано с внедрением новой магмы и определяется как давление напора.

2. Стратиформный тип оруденения связывается с процессами ликвации. Жильный тип оруденения формировался в процессе кристаллизации обогащенного летучими компонентами материала, который выжимался из кристаллизующейся магмы, сформировавшей тела микрогабброидов, насыщался несовместимыми химическими элементами, хлором, серой, водой и другими компонентами. В результате быстрой кристаллизации магмы микрогабброидов, в остаточных расплавах, формировавших породы жильной фации, происходило локальное повышение давления (до 10 кбар), что вызвало формирование высокобарической гранат-содержащей минеральной ассоциации. Дальнейший процесс эволюции пород жильной фации происходил с понижением температуры и давления вплоть до формирования $Czo-Ep-Chl-Amph-Pl_{\text{кисл}}-Qtz$ (до $T \approx 350-450$ °C и $P \approx 1,5-3,0$ кбар). Процесс замещения магматических ассоциаций минералов протекал в условиях закрытой системы. Кристаллизация сульфидов и минералов платиноидов происходила в широком диапазоне температуры и давления.

Экзоконтактовый тип оруденения сочетает процессы начального высокотемпературного — диффузионного (гидроудар), индуцированного внедрениями новой магмы и гидротермальной перекристаллизации пород, индуцированной при остывании интрузива. Гидротермальная стадия оруденения отражает процессы, происходившие на границах разных по составу сред (тела микрозернистых пород — вмещающие породы), в результате чего возникали зоны деформации растяжения, служившие «ловушкой» для флюидов и способствовавшие формированию рудной минерализации по периметру тел микрогабброидов.

3. Кристаллизация доминирующих рудоконтролирующих ассоциаций $Act(Tr)-Chl-Pl_{10}-Czo$ и $Amph-Bt-Pl_{\text{изм}}-Qtz$ происходила в условиях декомпрессии в режиме интенсивного флюидного потока. Основной этап кристаллизации минералов платиноидов приходился на средне-низкотемпературную стадию преобразования пород. Повышенные значения ϵNd для измененных пород экзоконтакта относительно пород микрогабброидов и пород расслоенной серии интрузива подтверждают гидротермально-метасоматическую природу преобразования этого типа пород.

4. Формирование ЭПГ-месторождения экзоконтактового типа связывается с процессами растворения сульфидной и ЭПГ минерализации магматического генезиса, переносом полезных компонентов в виде хлоридных и более сложных комплексных соединений в зоны локальных растяжений — в данном случае в зоны контактов тел микрогабброидов и вмещающих их пород. По мере понижения температуры гидротермальный раствор обогащался серой. Поэтому на стадии кристаллизации ниже 450 °C перераспределение ЭПГ происходило главным образом с помощью комплексов серы.

5.3. ОСОБЕННОСТИ ОНТОГЕНИИ РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНЫ В УСЛОВИЯХ ПОЛИЦИКЛИЧЕСКОГО ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА КОНДЁР (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)

В 50-е гг. XX в. на Алданском щите в ходе геолого-съёмочных работ в пределах щелочно-ультраосновных массивов Кондёр, Инагли и Чад были обнаружены россыпные проявления платиновых металлов. В дальнейшем в Институте геологии Якутского филиала СО АН СССР 1958–1960 гг. эти россыпные проявления минералов платиновой группы (МПГ) выделили как алданский тип (Рожков, Кицул 1960; Рожков и др., 1962). В 1979–1988 гг. открыто уникальное россыпное месторождение платиновых металлов рек Кондёр-Уоргалан (Мочалов, 1997; Mochalov, Khoroshilova, 1998), коренной источник которого — щелочно-ультраосновной массив Кондёр¹ в Аяно-Майском районе Хабаровского края (рис. 188). МПГ россыпей массива Кондёр имеют много общего с крупными уральскими месторождениями Платиноносного пояса, а также юга Корякского нагорья, Южной и Северной Америки, коренными источниками которых являлись габбро-пироксенит-дунитовые (ГПД) массивы (Высоцкий, 1913; 1923; Cabri et al., 1996; Мочалов, 1997). В россыпном месторождении реки Кондёр распространены самородки МПГ. Установлена зависимость распространения крупных фракций МПГ в значительных россыпных месторождениях платиновых металлов среди ГПД и щелочно-ультраосновных массивов (Мочалов, 1997; 2001). В этой связи изучение онтогении и генезиса крупных выделений МПГ является актуальной задачей для разработки критериев формирования месторождений платиновых металлов и их поисков.

Большинство геологов, детально изучавших массив Кондёр, относят его к щелочно-ультраосновной формации: А. А. Ельянов, А. Г. Андреев,

¹Для простоты щелочно-ультраосновной массив Кондёр будет называться массив Кондёр.

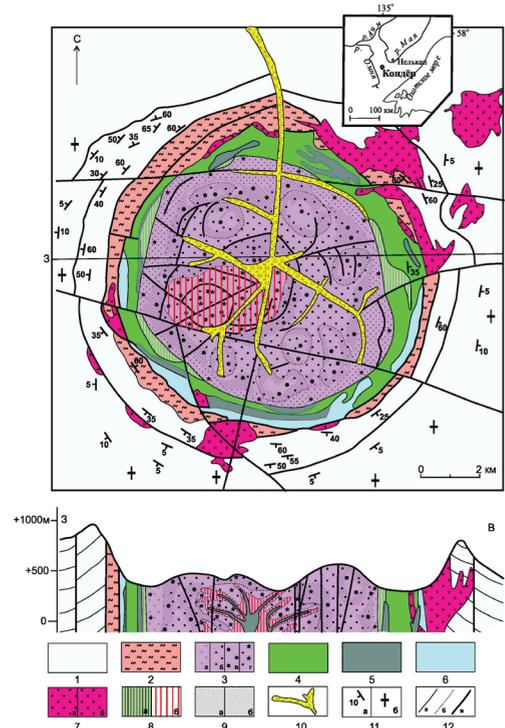


Рис. 188. Схема геологического строения щелочно-ультраосновного массива Кондёр, масштабa 1:100 000 (использованы геологические карты 1: 10 000 и 1:25 000, составленные Е. П. Емельяненко и др., ПГО «Дальгеология») с выделенными россыпеобразующими минералого-геохимическими типами МПГ.

1 — породы среднего рифея (алевролиты, песчаники, гравелиты и их роговики), 2 — породы раннего архея (гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, кальцефиры) и гнейсовидные плагиограниты, 3–7 магматические породы, не показаны дайки и жильные комплексы (шонкинит-пикритов, щелочных и нефелиновых сиенитов и их пегматитов, косьвитов, габбро, диоритов, гранитов): 3 — дуниты: а — мелкозернистые, б — мелко-, средне-, крупнозернистые, г — пегматоидные, д — магнетизированные; 4 — клинопироксениты и верлиты; 5 — косьвиты; 6 — габбро; 7а — монцониты, монцодиориты, сиенитодиориты, 7б — граниты пегматоидные, 8 — метасоматиты минеральных тел, жил и штокверков флюидного заполнения полостей: а — диопсидовые метасоматиты с оливином, магнетитом и биотитом внутреннего периклинального разрыва, б — центральные щелочные титаномагнетит-флогопит-амфибол-клинопироксеновые; не показаны диопсидиты, амфиболиты, боулингит-монтморилонит-серпентиниты, цеолиты, различные скарны, 9 — участки дунитов с относительно повышенными содержаниями ЭПГ: а — магматогенно-флюидно-метасоматический $Pt-mun$; б — флюидно-метаморфогенный $Pt>Ir-mun$; не показаны: магматогенный $Pt-mun$ в кумулятивных разнозернистых дунитах; магматогенно-флюидно-метасоматический $Pt>Os$ -тип клинопироксеновых жил и шпиров в дунитах; магматогенно-флюидно-метасоматический $Pt>Pd-mun$ дунитов (3д) и метасоматитов (8б), 10 — россыпи платиновых металлов, 11 — залегание пластов: а — наклонное, б — горизонтальное, 12 — границы и разломы: а — геологические границы б — фациальные границы; г — разломы

Е. П. Емельяненко, М. П. Орлова, А. М. Ленников, Б. Л. Залищак и др., в то же время существует мнение, что массив образовался как подобие ГПД массивов Платиноносного пояса Урала и Аляски: А. А. Ефимов, К. М. Малич, Е. В. Пушкарев, J.-P. Burg и др. Что же касается истории формирования россыпеобразующих МПГ, то считается, что она такая же, как в ГПД массивах Платиноносного пояса Урала и Аляски. При этом существуют разные точки зрения о генезисе МПГ и хромититов. Большинство полагает, что их образование связано с собственно магматическим этапом становления интрузивных комплексов, когда были последовательно сформированы дуниты и пироксениты: 1) главные МПГ образовались вместе с хромшпинелидами в высокотемпературную стадию кристаллизации дунитов; 2) образование основной части МПГ в ассоциации с хромититами происходило на позднемагматическом этапе кристаллизации дунитов, а именно — за счет остаточных флюидов и расплавов с элементами платиновой группы (ЭПГ) и Cr; 3) из платино-хромитового расплава, который отделился в результате ликвации от силикатного расплава. Другие рассматривают платино-хромититовые скопления как эпигенетические руды, сформированные в процессе глубинной протрузии в земную кору: 1) перекристаллизованных, в ходе декомпрессии, первичных магматических дунитов с остаточным флюидонасыщенным расплавом; 2) мантийных дунитовых реститов в результате флюидного преобразования ранних МПГ (детальный обзор этих точек зрения проведен ранее (Мочалов, 2013)). В то же время исследование одних из самых молодых (мел-палеогеновых) ГПД массивов Гальмознан и Сейнав (Batanova et al., 2005) указали на несколько иной генезис россыпеобразующих формаций ЭПГ (Мочалов, 2013; Мочалов и др., 2002). С этими массивами связаны крупные россыпные месторождения платиновых металлов среди многочисленных ГПД плутонов Олюторского аккреционного комплекса Корякского нагорья. Особенностью ГПД массивов Корякского нагорья, по сравнению с Уральскими (Иванов, 1997), является ненарушенность их строения какими-либо более молодыми магматическими образованиями, ничтожной степенью серпентинизации дунитов и идеальной обнаженностью в пределах склонов гор и их вершин.

Результаты исследований МПГ ГПД плутонических комплексов Корякского нагорья позволили выделить несколько минералого-геохимических и генетических типов: 1) платиновый магматогенный в мелкозернистых дунитах ($Pt-mun$); 2) $Pt-mun$ магматогенно-флюидно-метасоматический в крупнозернистых дунитах с «черным» оливином, черный цвет обусловлен микровключениями в оливине (Ol) хромшпинелидов (Spl), магнетита (Mt) и клинопироксена (Cpx); 3) осмисто-платиновый магматогенно-флюидно-метасоматический в шпирях и линзовидных жилах клинопироксенитов

в дунитах ($Pt > Os-mun$); 4) иридино-платиновый флюидно-метаморфогенный в светлых средне-, крупнозернистых дунитах и хромититах ($Pt > Ir-tun$); 5) медно-платиновый гидротермально-метасоматический в серпентинизированных дунитах ($Pt-Cu-mun$). В результате стало очевидным, что модель генезиса как МПГ, так и их месторождений надо понимать как совокупность различных способов собственной кристаллизации индивидов и агрегатов, многообразных физико-химических условий их организации, а также неодинаковых геологических процессов минералообразования, что соответствовало понятию генезиса минералов Д. П. Григорьева (1961). Образование МПГ магматогенного $Pt-muna$ происходит в условиях петрогенезиса хромшпинелид-оливиновых и оливин-клинопироксеновых кумулятов в проходящей пикритовой магме через «канал-камеру» (рис. 189, а). Формирование магматогенно-флюидно-метасоматических $Pt-muna$ и $Pt > Os-muna$ происходит при взаимодействии раннего кумулята с магмой. Их распространение пропорционально внедрениям в «канал-камеру» различных порций пикритовой магмы. Образование МПГ флюидно-метаморфогенного $Pt > Ir-muna$ происходит в результате синмагматической рекристаллизации ГПД кумулятов (рис. 189, б, в). Их развитие зависит от: 1) субстрата — моноциклического (рис. 189, б) или полициклического (рис. 189, в) ГПД кумулятивного комплекса; 2) степени синмагматической рекристаллизации ГПД кумулятов и преобразования минералов ЭПГ магматогенного $Pt-muna$ и магматогенно-флюидно-метасоматического $Pt-muna$ — от частичной до полной во флюидно-метаморфогенный $Pt > Ir-mun$. Моноциклические ГПД комплексы в отношении образования месторождений магматогенного $Pt-muna$ являются малоперспективными. Полициклические ГПД комплексы имеют различные перспективы, от рудопроявлений до уникальных месторождений, магматогенно-флюидно-метасоматических $Pt-muna$ и $Pt > Os muna$ и флюидно-метаморфогенного $Pt > Ir-muna$. Генетические типы скоплений МПГ указывают на многофакторную систему рудообразующих процессов с участием ЭПГ в ГПД комплексах. Скопления МПГ различного генезиса в ГПД комплексах надо рассматривать как самостоятельные объекты геологии месторождений полезных ископаемых и учитывать это при локальном их прогнозе (Мочалов, 2013).

Среди известных кумулятивных массивов ультрамафитовых формаций наиболее многообразны и сложно устроены минералого-геохимические типы МПГ в массиве Кондёр. Минералого-геохимические типы МПГ дунитов Кондёрского массива имеют много общего с платинометальной минерализацией, детально изученного, кумулятивного ГПД массива Гальмознан Корякского нагорья. Однако в дунитах массива Кондёр большим распространением пользуется МПГ палладиесто-платинового

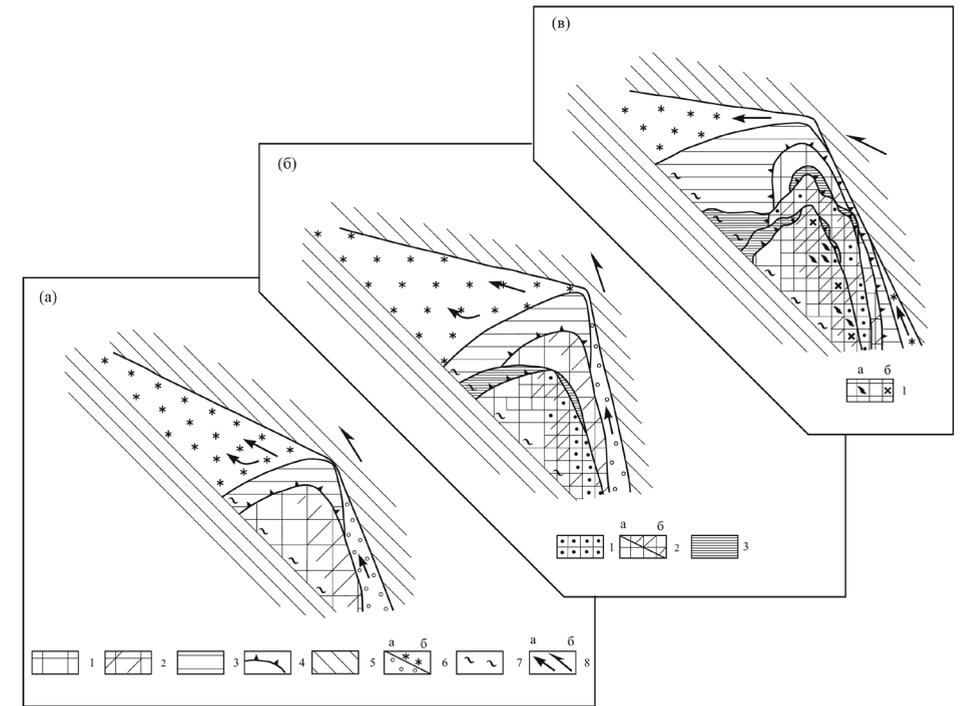


Рис. 189. Обобщенные модельные схемы эволюции минералов ЭПГ в ГПД плутонических комплексах (Мочалов, 2013).

а — моноциклический ГПД кумулятивный комплекс с МПГ магматогенного $Pt-muna$. 1 и 2 — кумуляты недифференцированного пикритового расплава: 1 — существенно оливин-пироксеновые, 2 — существенно хромшпинелид-оливиновые. 3 — магматогенный $Pt-mun$ в пироксенитах остаточного расплава. 4 — магматогенно-флюидно-метасоматического $Pt > Os-muna$ на контактах дунитов и клинопироксенитов. 5 — вмещающие породы. 6 — расплавы: а) недифференцированный пикритовый, б) остаточный. 7 — зона наибольшего распространения гидротермально-метасоматического $Pt-Cu-muna$ ультраосновных пород, насыщенных полосами излома до почти милонитовых структур. 8 — направления движения: а) расплава, б) динамического напряжения. б — полициклический ГПД кумулятивный комплекс с синмагматической метасоматической и метаморфогенной реконструкцией МПГ дунитов. 1 — магматогенно-флюидно-метасоматический $Pt-mun$ в «черных дунитах» полигональных крупнозернистых до пегматоидных с обильным распространением микронных выделений хромшпинелида и хроммагнетита в оливине. 2 — флюидно-метаморфогенный $Pt > Ir-mun$: а — мелкозернистых порфирокластических дунитов, верлитов и пироксенитов, б — дунитов с вкрапленными скоплениями хромшпинелидов. 2 — клинопироксениты с порфирокластическими структурами. в — полициклический ГПД кумулятивный комплекс с неоднократной синмагматической рекристаллизацией дунитов. 1 — самородковые зоны флюидно-метаморфогенного $Pt > Ir-muna$ среди шлировых (а) и жильных (б) хромититовых скоплений в магнезиальных средне- и крупнозернистых порфирокластических «светлых» дунитах

минералого-геохимического типа магматогенно-флюидно-метасоматического генезиса ($Pt > Pd\text{-}min$). Этот $Pt > Pd\text{-}min$ распространен в целой серии метасоматитов по дунитам.

Наши представления о последовательности и механизмах рудообразования ЭПГ пород ультрамафитовых формаций ориентированы на онтогению агрегатов МПГ с силикатами, оксидами и сульфидами в составе пород массивов (Мочалов, 2001; 2005; 2013; Мочалов, Дмитренко, 1990а; 1990б; Мочалов и др., 2007). При этом проведенный анализ минерогенеза месторождений платиновых металлов в литосфере Земли показал, что модели формирования месторождений платиновых металлов в различные геологические эпохи схожи, а вот соотношение в них минералого-геохимических и генетических типов различны. Целью данной работы является освещение особенностей онтогении главных россыпеобразующих МПГ различных минералого-геохимических типов на этапах формирования массива Кондёр, которые являются типоморфными (Ферсман, 1960) или руководящими факторами (Григорьев, Жабин, 1974) генезиса их месторождений.

5.3.1. Исходные данные и фактический материал

За период с 1979 по 2016 г. А. Г. Мочалов неоднократно проводил экспедиционные работы по исследованию массива Кондёр и его россыпных месторождений. Начиная с 1979 г. совместно с геологами Аяно-Майской ГРЭ ПГО «Дальгеология» участвовал в поисках, геологоразведочных работах и был ответственным исполнителем по изучению минералогии ЭПГ при разработке технико-экономических кондиций и оценке запасов россыпных месторождений рек Кондёр — Уоргалан (согласно приказу Министерства геологии СССР за № 541 от 17.12.1984). Результаты этих работ в 1988 г. были утверждены в ГКЗ СССР. Многие разработанные в ходе этих работ положения вошли в методические руководства по геологоразведочным работам (Методика..., 1992), эксплуатации и ГКЗ РФ. В ходе эксплуатации артели старателей «Амур» 1988–1990 гг. россыпного месторождения Кондёр, А. Г. Мочаловым были изучены уникальные образцы минералов ЭПГ и отправлены в Гохран СССР 5444 их самородков.

С 1976 г. проводилось всестороннее изучение собранного на массиве Кондёр фактического материала. Аналитические исследования выполнены в СВКНИИ ДВО РАН, ИГЕМ РАН, ИГГД РАН, ГЕОХИ РАН, ЯФ ФТИ РАН, ЦЛ ПГО «Севвостгеология»; ЛГИ, МГУ, ЦЛ ЦНИГРИ, ВСЕГЕИ и СПбГУ. Главным образом изучены МПГ и руды ЭПГ: химический состав на микрозонде; содержание редкоземельных элементов (РЗЭ), Y, Zr, Ti, и Sr в Сrx и амфиболах (Am) методом вторично-ионной масс-спектрометрии;

рентгенометрическое, кристалломорфологическое и электронно-микроскопическое исследование; определение изотопных параметров кислорода и водорода, Re-Os, $^{190}\text{Pt}\text{-}^4\text{He}$, Rb-Sr и Sm-Nd и т. д. Некоторые результаты этих исследований, в виде необходимых рисунков и таблиц, включены в данную работу.

В основе исследований МПГ лежит генетический принцип минералогии, который базируется на фундаментальном законе, согласно которому процессы и среда минералообразования зафиксированы минералами, выражены их конституцией, внешним (морфологическим) и внутренним (анатомическим) строением и их природными ассоциациями. Методической основой данной работы являлись визуальные и микроскопические исследования (с фотографированием) минералов по принципам онтогении минеральных индивидов и агрегатов. В исследованиях задействована собранная коллекция МПГ из россыпей и различных фаций дунитов (кумулятивных, рекристаллизованных и перекристаллизованных), хромитов, пироксенитов (магматогенных и метасоматических) и метасоматитов по дунитам. Особое внимание уделялось сростаниям МПГ с Spl, Mt, Сrx, Am, флогопитом (Phl), биотитом (Bt), апатитом (Ap), серпентином (Srp), хлоритом (Chl), цеолитами, самородными элементами Au, Fe, Cu, Ni и Ag и сульфидами Fe, Ni и Cu. Изучение морфологии индивидов и агрегатов МПГ осуществлялось на стереомикроскопе и, совместно О. Л. Галанкиной, на растровом электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA. Из наиболее показательных минералов и пород с рудными проявлениями изготовлены полированные шлифы. Шлифы исследованы на микроскопе, а химический состав минералов определялся на растровом электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 и рентгеновском микроанализаторе JXA-8230 Superprobe. Анализ состава МПГ произведен с контролем имеющихся стандартов аналогичных минералов: изоферроплатины, тетраферроплатины, лаурита, сперрилита, Сrx и др.).

5.3.2. Щелочно-ультраосновной массив Кондёр

Первые описания массива Кондёр принадлежат Б. П. Кулешу (1935) и В. П. Шкляеву (1941). С 1956 г. на массиве проводились поисково-съёмочные работы: 1) в 1956 г. масштаба 1:1 000 000 Управлением ВАГТ, А. Г. Кацем, В. В. Архангельской и А. А. Ельяновым; 2) в 1957 г. масштаба 1:25 000 Управлением ВАГТ, А. Н. Мильго, А. А. Ельяновым, Г. В. Андреевым; 3) в 1984–1991 гг. масштаба 1:10 000 Кольцевой партией ПГО «Дальгеология» Е. П. Емельяненко, А. С. Фоменко, А. Н. Масловским,

Д. А. Синеокима, Ю. А. Соломаничевой, Л. В. Гребневой (рис. 188). В результате этих работ были получены основные представления о геологическом строении массива, которые явились основой геологоразведочных и научно-исследовательских трудов их последователей. Среди них существенный вклад в понимании о геологическом строении и происхождении массива Кондёр внесен работами В. И. Кицула, М. А. Богомолова, М. П. Орловой, В. И. Михальченко, О. В. Черниковой, А. М. Ленникова, П. Д. Залищака, В. С. Приходько, О. Н. Хоменко и др.

Массив Кондёр² находится на Батомгском выступе Алданского щита (57°32' с. ш., 134°38' в. д.), на пересечении двух глубинных разломов: Беринского субмеридионального и Кондёро-Нётского субширотного. Массив на уровне современного эрозионного среза имеет в плане форму круга диаметром до 8,5 км и концентрически-зональное строение (рис. 188).

В обрамлении массива Кондёр развиты метаморфиты раннего архея и терригенные образования среднего рифея. Эти породы слагают кольцевой хребт Кондёр (рис. 190). Породы раннего архея сложены гиперстеновыми, амфиболовыми, гранат- и корундсодержащими гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами и кальцифирами. Они обнажаются на площади около 6 км² на внутренних склонах кольцевого хребта Кондёр. Метаморфиты прорваны плагиигранитами раннего архея, которые расположены в южном и юго-западном экзоконтактах массива в виде прерывистой полосы длиной 5,7 км и шириной 50–400 м. Метаморфиты и плагииграниты по кольцевым разломам образовали вокруг массива Кондёр почти непрерывное кольцо шириной 100–600 м и имеют центриклинальное падение под углом около 60°. Образования среднего рифея представлены кондёрской и омнинской свитами (гравелиты, песчанники, алевролиты, аргиллиты). Кондёрская свита обнажается на внутренних приводораздельных склонах кольцевого хребта, залегает с угловым и стратиграфическим несогласием непосредственно на породах архейского фундамента. Омнинская свита согласно залегает на кондёрской, распространена на водоразделе и внешних склонах кольцевого хребта. Терригенные породы среднего рифея залегают периклинально с углами падения от 50–60° вблизи массива до 5–7° на удалении 1,5–2,0 км от него. Осадочные образования подверглись контактово-термальному воздействию. Они интенсивно ороговикованы (андалузит-кордиерит-биотитовые, кордиерит-андалузит-силлиманитовые), уплотнены и слабо поддаются выветриванию.

²Геологическое строение массива Кондёр в основном приводится на основании анализа фондовых и опубликованных работ Е. П. Емельяненко, М. П. Орловой, А. М. Ленникова, П. Д. Залищака, М. А. Богомолова с некоторыми дополнениями и комментариями о характерных фактах, важных для понимания генезиса МПГ.

Кайнозойские аллювиальные отложения внутри кольцевого хребта Кондёр, в связи с отработкой россыпи платиновых металлов (рис. 190), в первозданном виде не сохранились. В настоящее время ручьи протекают по валунно-песчано-галечными техногенными отложениями.

В геологическом строении массива Кондёр принимают участие дуниты, верлиты, пироксениты, косьвиты, горнблендиты, габбро, щелочные пегматиты, щелочные сиениты, монцодиориты и субщелочные граниты. Все магматические породы прорывают кристаллические образования архейского и терригенные породы протерозойского возраста и в плане формируют единую кольцевую структуру с центральным дунитовым «ядром», диаметром которого 5,5 км. Дуниты — это наиболее ранние породы массива. Под влиянием ультраосновных, основных, щелочных и гранитоидных

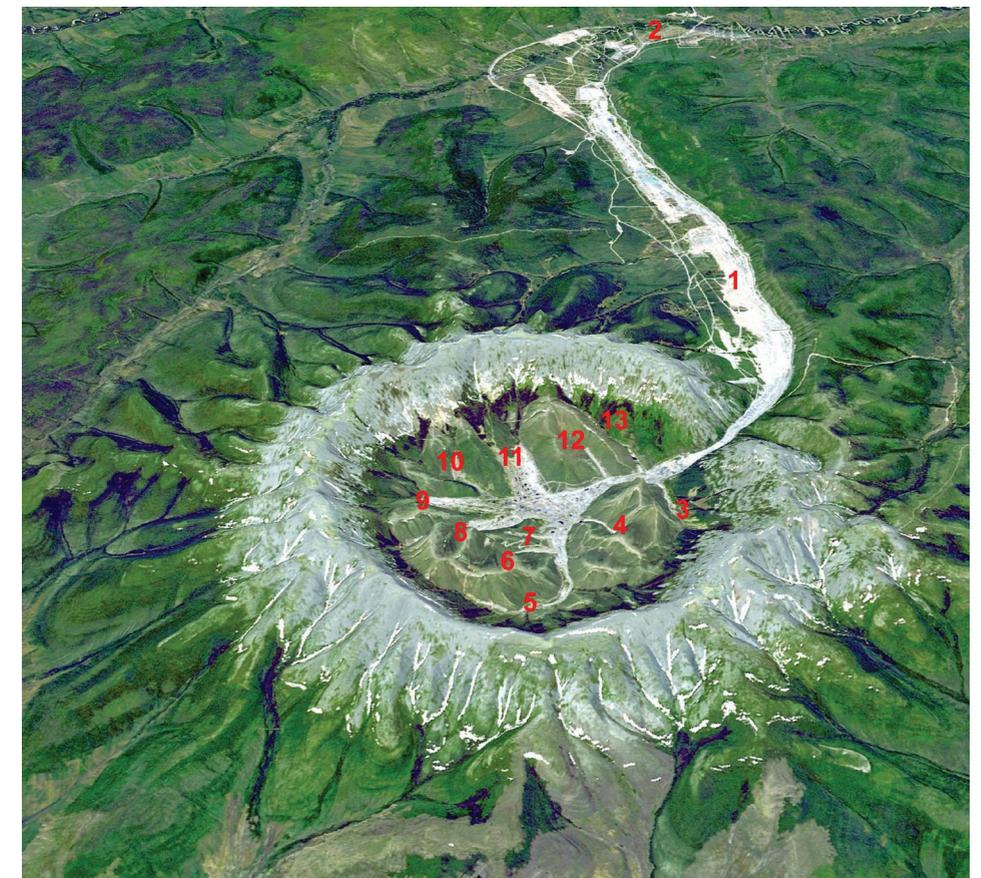


Рис. 190. Космический снимок панорамы кольцевого хребта Кондёр (диаметр по вершине около 10 км) и уникального россыпного месторождения платиновых металлов рек Кондёр (1) — Уоргалан (2). Ручьи верховьев р. Кондёр: Трехглавый (3); Апендикс (4); Бегун (5), с притоками Малый (6) и Безымянный (7); Южный (8); Трезубец (9), с притоком Аномальный (10); Прямой (11); Коротыш (12); Двуглавы (13)

интрузий кумулятивное дунитовое «ядро» подверглось синмагматической рекристаллизации, перекристаллизации и метасоматическому преобразованию. Это выразилось в широком распространении различных фациальных разновидностей дунитов и метасоматитов.

Дуниты неоднородны по составу и зернистости оливина (в нем варьируют содержанию Fe, Ca, Ni и др.), распределению и составу *Spl* и степени метаморфогенной и метасоматической перекристаллизации (сохранности первичных кумулятивных структур). Их фациальная неоднородность выражена в зональности первого порядка, обусловленной сменой краевых эндоконтактовых мелкозернистых дунитов мелко-, средне- и крупнозернистыми дунитами к центру. Среди средне- и крупнозернистых дунитов выделяются две главные разновидности.

(1) Дуниты с полигональной крупнозернистой до пегматоидной структурой (перекристаллизованные), часто темно-серого и черного цвета. Черный цвет дунитов обусловлен микронной вкрапленностью в *Oi* ламелей *Spl*, *Mt* и *Cpx*. Размер кристаллов *Oi* колеблется от 0,5 до 7 см. Дуниты состоят из *Oi* (90–92 %), *Spl* (1–6 %), *Mt* (1–5 %) и *Cpx* (1–3 %). Пегматоидные «черные» дуниты образуют линзовидные и неправильные тела, до сотен квадратных метров, во вмещающих дунитах. Их образование происходит в результате перекристаллизации ранних кумулятивных дунитов на границе с поздними, как правило, мелкозернистыми дунитами (рис. 191, а, б). Граница между ранними и поздними дунитами часто фиксируется шаровой текстурой (рис. 191, а), а также маломощными жилами тонкозернистых дунитов, вдоль экзоконтактов которых наблюдаются метакристаллы «черных» *Oi*. Кроме того, «черные» крупнокристаллические дуниты иногда встречаются вблизи даек косьвитов, или щелочных пород. Здесь они нередко пересекаются жилами и штокверками диопсидовых пироксенитов, амфиболитов и серпентинитов.

(2) «Светлые» дуниты мелко-, средне- и крупнозернистые породы, которые составляют значительную часть центральной зоны «ядра». Как правило, они с кумулятивными протогранулярными порфиroidными или полигональными структурами, и реже с мозаично деформированными и порфирокластическими структурами. В «светлых» дунитах встречаются включения индивидов и агрегатов «черных» *Oi*, а также линзовидные блоки пегматоидных «черных» дунитов. В «светлых» дунитах распространены вкрапленные скопления *Spl* (1–5 %) и *Cpx* (1–5 %). Встречаются шпирь и небольшие жилы клинопироксенитов. По реликтам раннего *Oi* в *Spl* выделяется значительная группа метакристаллов хромшпинелидов. Метакристаллы хромшпинелидов часто встречаются в метасоматически измененном дуните среди жильных образований. Иногда метакристаллы

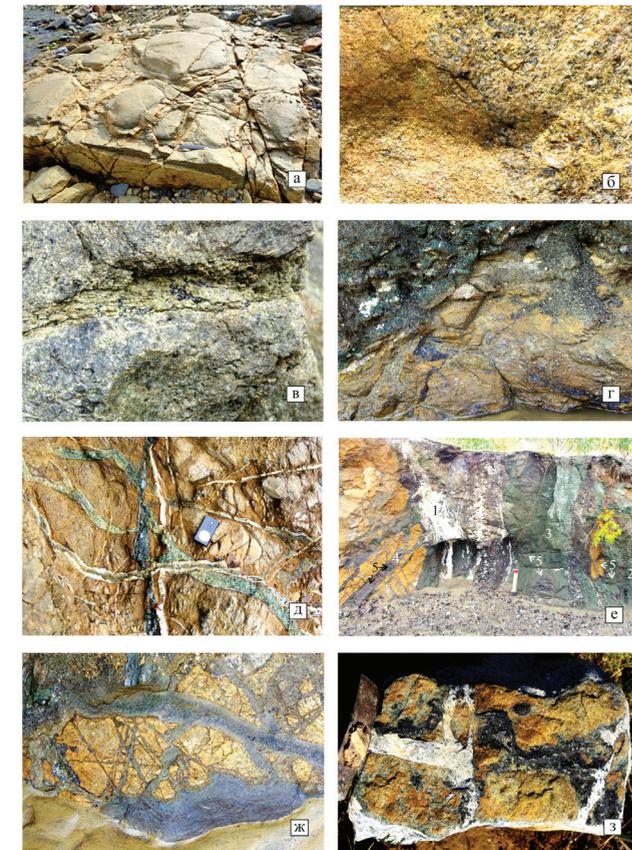


Рис. 191. а — Шаровая текстура контакта раннего дунита с поздними дунитами на высокой надпойменной террасе верховьев руч. Бегун, «шары» «черных» крупнозернистых перекристаллизованных дунитов в порфиroidных мелко-, средне-, крупнозернистых. б — Контакт «черных» крупнозернистых дунитов (справа) с мелкозернистыми дунитами, длинная сторона (ДС) 10 см. в — Линзовидное образование дунитов (светлые) с вкрапленными и шпирьвыми хромшпинелидами, среди пегматоидных «черных» дунитов, ДС 25 см. г — Жильные и угловато-линзовидные выделения хромитов в дуните (черные внизу) согласные с жилами флюидного наполнения амфибол-биотита (зеленовато-серое), апатит-биотит-магнетит-пироксеновый метасоматит (рябое темно-серое справа) у контакта с апатит-магнетит-пироксеновым пегматитом (слева), ДС 1,5 м. д — Жилы пироксенитов (зеленые), косьвитов (черные) и амфибол-серпентина (серо-белые) в дуните. е — Среди дунитов жилы эгирин-арфведсонитовых пегматитов с канкринитом (1) и косьвитов (2) между которыми апатит-биотит-магнетит-пироксеновые метасоматиты в виде экзоконтактового тела (3) и штокверка жил флюидного наполнения (4), реликты преобразованного дунита (5). ж — Жила косьвитов в дуните, в экзоконтакте метасоматическая кайма флогопит-пироксенита и магнхромита, трещины заполнены — флогопит-биотитовыми слюдитами. Внизу песчано-глинистые русловые отложения. з — Вдоль эгирин-альбитовой жилы (белая) в дуните (желтый) метасоматиты пироксенитов (зеленые) и альбит-флогопит-амфибол-пироксенитов (черные)

Spl октаэдрического облика образуют густовкрапленные сегрегации (рис. 191, в).

Хромититы в «светлых» дунитах массива Кондёр распространены незначительно. Они представлены сегрегационно-шлировыми образованиями (от первых до десятков сантиметров), иногда жилами неправильно-линзовидной формы, простирание которых достигает первые метры. Частью хромититы встречаются в новообразованных «светлых» дунитах, среди пегматоидных «черных» (рис. 191, в). Так же тела хромититов обнаружены в эндоконтактах дунитов с жильными породами щелочной и монцонитовой серий (рис. 191, з). Нередко можно наблюдать подводящие «флюидные каналы» к жильным хромититам в виде тончайших пустотелых трещин или выполненных силикатами (Срх, Am, Sgr и др.) и инкрустированных мелкими кристалликами Spl. Такие «флюидные каналы» распространяются от дайки щелочных пород к хромититовой линзе. Среди жильных хромититов весьма показательны брекчевидные текстуры, когда массивный хромитит цементирует ранний дунит с вкрапленным Spl и нередко шлирами Spl.

(3) Мелкозернистые дуниты с идиоморфнозернистой и полигональной структурами содержат 1–5 % акцессорных Spl (хроммагнетитов) и интерстициальный Срх. По времени образования они наиболее поздние и находятся у внешней зоны, где контактируют с верлитами, оливиновыми пироксенитами и косьвитами (рис. 188). Обычная автосерпентинизация Ol дунитов на массиве Кондёр проявлена весьма умеренно.

Поздняя фаза ультраосновного интрузивного комплекса представлена клинопироксенитами. Они образуют вокруг дунитового ядра кольцевое тело мощностью 50–750 м. Пироксениты состоят из Срх (99 %) и акцессорных — Ol, Spl, титаномагнетита, ильменита (около 1 %). Величина зерен Срх варьирует от первых миллиметров в контактовых частях тела до нескольких сантиметров в центральной зоне. Вдоль границы мелкозернистых дунитов с клинопироксенитами распространены верлиты и оливин-диопсидовые метасоматиты. Редко наблюдаются жилородные инъекции мелкозернистых дунитов в пироксениты. У внешней зоны пироксениты без Ol.

На периферии пироксениты сменяют породы монцонитоидной серии. Сначала косьвиты и далее габбро, которые образуют отдельные дуговые тела (рис. 188). В косьвитах наблюдается постепенное увеличение плагиоклаза (приемущественно альбита) и уменьшение содержания авгита и титаномагнетита. Через плагиоклазсодержащие косьвиты и меланократовые габбро происходит переход в субщелочные габбро.

Контакты клинопироксенитов с вмещающими породами архея редки, чаще на этом контакте наблюдаются косьвиты и габбро или полевошпат-

клинопироксеновые метасоматиты. В экзоконтактах клинопироксенитов и косьвитов мраморы архейского возраста превращены в кальцифиры и скарны: шпинель-форстеритовые, гранат-везувиановые, шпинель-монтичеллитовые, клинтонит-диопсидовые и др. Такие же скарны установлены в ксенолитах мраморов среди клинопироксенитов и косьвитов.

В краевом обрамлении монцонитоидной серии массива Кондёр распространены магматические неправильно-изометричные и дугообразные тела и дайки субщелочных кварцевых диоритов, кварцевых монцодиоритов, субщелочных диоритов и гранитов (рис. 188). Так же в краевых участках массива Кондёр повсеместно распространены дайки щелочных сиенитов и их пегматиты.

В пространственной связи с массивом, в пределах ближайшего окружения пород протерозойского возраста, находятся силлы и дайки вулканогенных пород: шонкинит-пикритов, субщелочных диоритовых порфиритов, трахиандезитов, зксплозивные брекчии и туфы риолитового состава.

Дайковые и жильные породы в пределах массива Кондёр представлены: клинопироксенитами, косьвитами, горнблендитами, лейкократовыми габбро, щелочными нефелинсодержащими породами (рис. 191, д–з).

Косьвиты образуют разноориентированные дайки в ультрамафитах, а также крупную интрузию в центрально-западной части дунитового ядра массива (разрез, рис. 188). Контакты косьвитов с дунитами и клинопироксенитами являются интрузивными, резкими или через зону метасоматитов (рис. 191, д–ж). Дайки косьвитов имеют протяженность до нескольких десятков метров и мощность от 0,01 до 3 м.

Образования щелочной серии представлены дайками щелочных и нефелиновых сиенитов и их пегматитов, а также щелочных гранитов. Щелочные сиениты и их пегматиты подразделяются на: 1) эгириновые, эгирин-арфведсонитовые, апатит-арфведсонитовые, лампрофилитовые пегматиты; 2) андрадитовые (меланитовые) сиениты и их пегматиты. Среди нефелиновых сиенитов выделяются агпаитовые и миаскитовые. Реже распространены дайки бесполовошпатовых нефелиновых уртитов. Большая часть жильных щелочных сиенитов и нефелиновых сиенитов и их пегматитов подверглась гидротермальному преобразованию в канкринитовые (рис. 191, е), вишневитовые и цеолитовые, главным образом натролитовые и анальцимовые метасоматические породы.

Становление монцонитовых и щелочных интрузивных образований сопровождалось мощным метасоматическим и контактовым воздействием на вмещающие породы (рис. 188). На их формирование впервые обратил внимание М. А. Богомоллов (1968). Наглядное представление о формировании метасоматитов можно дать на примере контактов дунитов с маломощными

жилами полевошпатовых монцонитов (рис. 191, з). Такой же пример образования метасоматитов по дунитам с жилами косьвитов (рис. 191 ж).

Широкое распространение в дунитах массива Кондёр получили щелочные метасоматиты апатит-титаномагнетит-биотит-амфибол-клинопироксенового состава (рис. 191, е). Они встречаются в виде экзоконтактовых образований и многочисленных жил флюидного наполнения, мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров и протяженностью до сотен метров. Таким метасоматозом преобразован значительный объем дунитов в западном и центральном секторах массива Кондёр (рис. 188). Здесь метасоматиты образуют сложноустроенный штокверк, размером 2×3 км, вокруг контактов залегающего на глубине крупного интрузивного образования косьвитов и жильных щелочных сиенитов (рис. 188, разрез).

Оливин-диопсидовые метасоматиты формируют почти непрерывное кольцо шириной от 10–40 см до 200 м в зоне контакта мелкозернистых дунитов с клинопироксенитами. В состав этих метасоматитов входит хромсодержащий диопсид (Di), ОI (15–20 %) и титаномагнетит (рис. 188).

Вокруг даек щелочных и нефелиновых сиенитов в дунитах встречаются метасоматиты: диопсидовые, рихтеритовые и актинолитовые.

Большим распространением пользуются метасоматические пневматолит-гидротермальные жилы амфиболитов и серпентинитов (рис. 191, д). Они встречаются повсеместно в дунитах, в виде отдельных жил и сложно устроенных штокверков, желтовато-белого, зеленовато-серого, голубовато-серого цвета, мощностью от нескольких сотых миллиметра до десятков сантиметров. Большинство таких скоплений в дунитах приурочены к зонам флюидной проницаемости по трещинам и в экзоконтактах щелочных и нефелиновых сиенитов и косьвитов (рис. 191, д). При выветривании жилы амфиболитов и серпентинитов преобразуются сунгулит-вермикулит-монтмориллонитовые белого цвета.

В результате работ ПГО «Дальгеология» и ЗАО «Артель старателей Амур» в породах массива Кондёр обнаружены скопления ЭПГ и МПГ в: 1) дунитах и хромититах; 2) клинопироксенитах; 3) сульфидизированных косьвитах; 4) сульфидизированных щелочных сиенитах; 5) сульфидизированных габбро; 6) клинопироксеновых метасоматитах; 7) сульфидно-малахитовых скоплениях среди апатит-титаномагнетит-биотит-клинопироксеновых, амфиболитовых и цеолитовых метасоматитов (Емельяненко и др., 1989; Геология..., 1994; Гуревич, Полонянкин, 2016; Петров и др., 2016). Одними из самых богатыми (до 100 г/т) проявлений ЭПГ были многочисленные линзы малахита, азурита и хризоколлы в дунитах. Мощность линз небольшая, главным образом составляет первые сантиметры, но в одном случае достигала 0,5 м при длине 3 м. Азурит, малахит и хризоколла

являются псевдоморфозами по халькопириту (Дервиц и др., 1999), с включениями борнита, халькозина, ковеллина, пентландита и МПГ. Крупные скопления и линзы халькопирита чаще наблюдаются на пересечениях различных жильных магматических и метасоматических пород в дунитах: пироксенитов, косьвитов, сиенитов, апатит-титаномагнетит-биотит-амфибол-клинопироксеновых метасоматитов или гидротермально измененных нефелиновых сиенитов.

Представления о возрасте ранних ультраосновных пород противоречивы — ранний протерозой (Шнайн, 1980; Геология..., 1994; Некрасов и др., 1994; Каретников, 2005; и др.) или мезозой, поздняя юра — ранний мел (Ельянов, Моралев, 1961; Андреев, 1987; Орлова, 1991; Пушкарев, 2002; Саватенков, Мочалов, 2015). Возраст пород монцонитоидной и щелочной серий установлен как ранний мел, 110–130 млн лет (Емельяненко и др., 1989; Орлова, 1991; Пушкарев, 2002; и др.). Таким образом, возникла главная дискуссия о происхождении массива Кондёр: 1) из магматических циклов разных геологических эпох, раннего протерозоя и мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита; 2) из магматических циклов мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита.

В то же время существует мнение о реститовом происхождении дунитов как мантийных диопиров (Авдонцев, Малич, 1989; Burg et al., 2009; и др.). Как доказательство этого приводится изотопное U-Pb датирование цирконов из дунитов, как свидетельство продолжительной эволюции ультраосновных мантийных диопиров от 2477 ± 18 далее: 2473 ± 21 , 1895 ± 50 , 1026 ± 21 , 1009 ± 26 , 390 ± 12 , $176 \pm 1,2$, $143 \pm 2,0$ и до $125,8 \pm 3,8$ млн лет (Малич и др., 2012; Ронкин и др., 2013)³.

Детальные петрологические исследования пород массива Кондёр Е. П. Емельяненко, В. С. Приходько (Геология...1994), М. П. Орловой (1991), А. М. Ленникова, Б. Л. Залищака, Р. А. Октябрьского (Некрасов и др., 1994) позволяют считать, что дуниты и пироксениты являются результатом кристаллической дифференциации щелочного пикритового расплава. Об этом же свидетельствовало исследование расплавных и флюидных включений в Spl и ОI (Симонов и др., 2011).

Полученные результаты изотопно-геохимического изучения Rb-Sr и Sm-Nd в Crx из дунитов, верлитов, пироксенитов и косьвитов Кондёрского массива (Саватенков, Мочалов, 2015) позволили сделать важные выводы. 1. Sm-Nd изотопным методом получено обоснование одновозрастности

³ Вопреки интерпретации авторов, с нашей точки зрения существование цирконов в дуните может объясняться ксеногенной их природой в пикритовой магме в процессе ее продвижения в земную кору, наложенным метасоматозом, обусловленным флюидом поздних интрузивных образований, а также заражением из тяжелой фракции осадков выветривания.

пород дунитового «ядра», верлитов, пироксенитов, косъвитов и, последующего этапа внедрения, моцонитовых, щелочных и гранитоидных пород. Sm-Nd изотопные характеристики Сrx дунитов отвечают регрессии с возрастом 128 ± 40 млн лет. 2. Вариации химического состава Сrx из дунитов, верлитов, клинопироксенитов и косъвитов отвечают единому магматическому тренду, что указывает на образование этих пород из одного расплава. 3. Вариации изотопных характеристик Sr и Nd в дунитах, верлитах, пироксенитах и косъвитах являются результатом контаминации пикритового расплава породами континентальной коры в ходе его магматической (кумулятивной) эволюции, что позволяет исключить модель диапирового внедрения мантийных дунитов.

По нашему мнению, дуниты массива Кондёр являются продуктами многократного кумулятивного полициклического образования. Каждая последующие серии пикритового расплава приводили ранние образованные дуниты к синмагматическому метасоматическому и метаморфическому преобразованию в различные фациальные разновидности, а также формированию поздних кумулятов дунитов, пироксенитов и верлитов. Наиболее поздними кумулятивными ультраосновными породами являются мелкозернистые дуниты, верлиты и пироксениты периферии массива. В дальнейшем ультраосновные породы были подвергнуты инъекциям монцоидоидных, щелочных и гранитоидных магматических образований. Каждая магматическая серия наполняла тектонические трещины и силикатную матрицу дунитов свойственным именно ей флюидом. Флюид, с одной стороны, производил экзоконтактовые метасоматиты, а, с другой стороны, в эндоконтактах насыщался веществом ранней силикатной матрицы (дунита, пироксенита, косъвита, сиенита и др.) и превращался в своеобразные жилы заполнения метасоматизированного флюида. Это явление сингенетичности собственно метасоматитов и жил заполнения метасоматизированного флюида схоже со скарновой формацией, ранее описанной В. А. Поповым (2011). В целом широкое проявление метасоматоза в пределах массива Кондёр способствовало существенному перераспределению ЭПГ дунитов.

5.3.3. Уникальное россыпное месторождение платиновых металлов рек Кондёр — Уоргалан

Первые сведения о потенциальной промышленной платиноносности верхнего притока р. Кондёр — руч. Апендикс получены в 1957 г. Алданской экспедицией ВАГТ (А. Н. Мильто, А. А. Ельянов). Уникальное россыпное месторождение платиновых металлов рек Кондёр — Уоргалан было открыто и разведано в период 1979—1988 гг. коллективом Аяно-Май-

ской ГРЭ ПГО «Дальгеология» (С. Т. Гимадеев, В. Е. Крот, С. А. Лушев, Г. Д. Малых, Л. К. Сагнаев, Л. А. Сахьянов, В. И. Смирнов и др.) при участии А. Г. Мочалова (СВКНИИ ДВО АН СССР), В. И. Куторгина и др. (ЦНИ-ГРИ) и В. А. Дудника и др. (ВНИИ-1).

Россыпное месторождение рек Кондёр - Уоргалан по запасам платиновых металлов — более 120 т является весьма крупным (уникальным). Месторождение приурочено к долине 4–5-го порядка рек Кондёр - Уоргалан и имеет суммарную протяженность (включая его части в притоках 1, 2, 3-го порядков верховья реки Кондёр) более 60 км (рис. 190), при средней ширине 360 м. 65 % запасов платиновых металлов находится в долине р. Кондёр, 23 % — в р. Уоргалан, 12 % — в притоках верховьев р. Кондёр. Месторождение Кондёр по сложности геологического строения относится ко второй группе — к крупным, относительно выдержанным по ширине и длине, аллювиальным россыпям с неравномерным распределением полезных ископаемых (Методика..., 1992). Платиноносные «пески» (отложения с промышленными содержаниями ЭПГ) россыпи приурочены в основном к приплотиковым частям разновозрастных аллювиальных отложений долин, террас и террасоувалов. Средняя мощность «песков» на месторождении составляет 2,4 м, а толщина перекрывающих их «торфов» (отложения с непромышленными содержаниями ЭПГ) — 5,5 м. Продуктивность «песков» определяется средними для россыпи содержаниями около 2–5 г/м³ ЭПГ. В составе «песков» присутствует самородное золото (первые десятки мг/м³), Mt и Spl (2,5–8 вес. %). «Шлиховая платина» месторождение относится главным образом к *Pt > Ir-tiny*, второстепенное значение принадлежит *Pt-tiny* (Мочалов, 1994; 1997). «Головная» часть россыпного месторождения локализована на месте разрушения коренного источника — массива Кондёр (рис. 188).

В рельефе массив выражен кольцевым хребтом (рис. 190), возвышающимся над Омнинско-Майским плоскогорьем на относительной высоте 400–500 м. Хребет возник как результат интрузивного, а затем протрузивного вздымания массива (по кольцевым разломам), а также селективного выветривания и денудации относительно малоустойчивых щелочных метасоматитов и ультраосновных пород. Сам хребет сложен породами архейского и протерозойского возраста, в то время как внутренняя «котловина», представляющая собой структурно-эрозионную депрессию, выработана в породах интрузивных комплексов. Внутренние склоны хребта и депрессия дренируются водотоками, образующими центростремительную систему с единой выводящей долиной рек Кондёр — Уоргалан (рис. 190).

Развитие морфоструктуры и рельефа массива Кондёр происходило в несколько этапов. В современном рельефе зафиксированы следы

позднемелового-палеогенового и неоген-четвертичного (незавершенного) циклов. В мел-палеогеновое время морфоструктура центрального типа эволюционировала от купольной до кольцевой; в конце этапа произошло ее значительное срезание и формирование поверхности «выравнивания». В неоген-четвертичном периоде вся территория Омнинско-Майского плоскогорья испытала поднятие. Если судить по высоте фрагментов поверхности «выравнивания», распространенных в пределах плоскогорья на абсолютной высоте 700–800 м, а в пределах вершин кольцевого хребта на абсолютных отметках 1100–1300 м — поднятие кольцевой морфоструктуры Кондёр было более интенсивным. Совпадение центральной части массива с центром расположенной здесь котловины свидетельствует о том, что вектор опережающего восходящего неотектонического движения совпал с осью морфоструктуры, сначала ранней купольной, а затем кольцевой. Унаследованное развитие рельефа обусловило многократное переотложение металлоносного аллювия, которое привело, с одной стороны, к концентрации МПГ во внутренней котловине (42 %), а с другой — к выносу их части (58 %) за пределы коренного источника, массива Кондёр, на значительное расстояние — более 35 км (Mochalov, Khoroshilova, 1998).

В составе россыпи выделяются пять разновозрастных комплексов аллювия: плиоцен-нижнеплейстоценовый, среднеплейстоценовый, начала и второй половины верхнего плейстоцена, голоценовый. В случае сохранности плиоцен-нижнеплейстоценовый комплекс выделяется своей наибольшей продуктивностью МПГ.

По характеру распределения МПГ, россыпь Кондёр обособляется на два участка. 1-й участок находится в пределах внутренней части котловины до разведочной линии (р. л.) 160, где преобладают зерна средней, крупной и самородковой фракций (табл. 56). 2-й участок находится за пределами кольцевого хребта, ниже р. л. 160, где существенное значение приобретают зерна средней, мелкой и тонкой фракций (табл. 56). Руслевая «щетка» р. Кондёр в пределах каньона из кольцевого хребта Кондёр (рис. 190) явилась естественным барьером, препятствующим удалению крупных фракций. Самородки (фракция более 10 мм) в р. Кондёр (р. л. 216–160) составляют — 1,5 вес. % от МПГ россыпи, в притоках (ручьях) 1–3-го порядков — 5,2 вес. %, и в целом по водотокам внутренней части кольцевого хребта Кондёр — 2,5 вес. % (табл. 56). Распространенность платиновых самородков по весу приведена в табл. 56 и 57, при этом средний вес самородков до 100 г составил 14,5 г, а больше 100 г — 242,5 г. В ходе эксплуатации россыпи артелью старателей «Амур» были добыты около 20 самородков минералов ЭПГ массой более 1 кг, среди которых самый крупный был — 3,5 кг (фр. — 111 мм) (Mochalov, 1997; 2001; Mochalov, Khoroshilova, 1998).

5.3.4. Особенности онтогении индивидов и агрегатов минералов платины щелочно-ультраосновного массива Кондёр

Сейчас известно около 120 МПГ и несколько десятков новых, не утвержденных как минеральные виды. Размеры большинства МПГ не превышают десятые доли мм, реже целые мм, а их масса, соответственно, составляет от доли мг до первой сотни мг. В россыпных месторождениях платиновых металлов существенная доля зерен МПГ принадлежит фракции более 0,1 мм — «шлиховая платина», в коренном залегании такие зерна принято называть *россыпеобразующими*. В свою очередь, *россыпеобразующими формациями* ЭПГ следует считать такие породы или их фациальные разновидности, а также ассоциации горных пород, в которых присутствуют минеральные индивиды и агрегаты ЭПГ размером более 0,1 мм (Mochalov, 1997). Из всего многообразия МПГ их кристаллические индивиды и агрегаты достигают размеров 1 см и массы свыше 1 г только у минералов группы самородной платины, редко самородного осмия и самородного иридия, звягинцевита и сперрилиты. Минералы группы самородной платины главным образом представлена интерметаллидами платины и железа: это изоферроплатина — Pt_3Fe (кубическая сингония, — пространственная группа *Pm-3m*), тетраферроплатина — $PtFe$, туламинит — Pt_2FeCu , ферроникельплатина — Pt_2FeNi (все принадлежат к тетрагональной сингонии, *P4/mmm*) и собственно самородная платина — неупорядоченный твердый раствор (Pt,Fe) (кубическая сингония, *Fm-3m*). Установлено, что среди россыпеобразующих минералов платины (РМП)⁴ наибольшим распространением пользуются изоферроплатина или же криптоагрегаты (сростки с визуально неразличимыми индивидами) изоферроплатины с тетраферроплатиной или изоферроплатины с самородной платиной, а подчиненное значение занимает самородная платина (Mochalov и др., 1988).

В россыпном и коренном залегании Кондёра установлен 91 минерал ЭПГ и около 200 их разновидностей (табл. 58). МПГ дунитов представлены несколькими минералого-геохимическими и генетическими типами: 1) магматогенным *Pt-mun*; 2) магматогенно-флюидно-метасоматическим *Pt-mun*; 3) магматогенно-флюидно-метасоматическим *Pt > Os-mun*; 4) флюидно-метаморфогенным *Pt > Ir-mun*; 5) магматогенно-флюидно-метасоматическим *Pt > Pd-mun*. Несмотря на минеральное многообразие минералого-геохимических и генетических типов, главными минералами всех типов являются РМП (Mochalov и др., 1988). Они же составляют главенствующую часть крупных минеральных образований — самородков. Сре-

⁴Для простоты главные россыпеобразующие минералы платины: изоферроплатина, самородная платина, тетраферроплатина и их минеральные агрегаты в работе будут называться россыпеобразующими минералами платины, с аббревиатурой РМП.

ди $Pt > Pd$ -минера редко встречаются значительные по размеру образования, в основном звягинцевита и сперрилита, куперита, тетраауракуприта, аурикуприда, самородного золота и меди с ЭПГ и в единичных случаях скаергаардита, стибиопалладинита и изомертиита (Мочалов, Галанкина, 2015). Особенностью МПГ является распространение кристаллических индивидов (Махоркина и др., 1994; Некрасов и др., 1994; Cabry, Laflamme, 1997; Shcheka et al., 2004) и псевдоморфоз (рис. 192). Псевдоморфозы трансформации, видоизменения и замещения ранних минеральных индивидов и их агрегатов (протоминералов) поздними являются показателем изменения физико-химических условий одних геологических процессов или их заменой другими процессами. Псевдоморфозы следует относить к одним из решающих фактов в генетической минералогии.

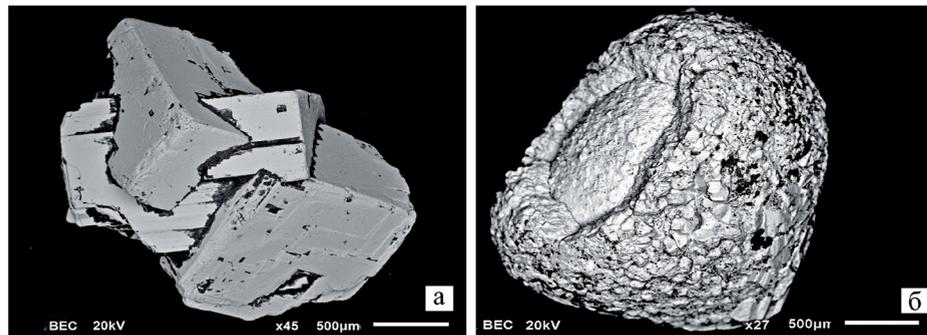


Рис. 192. а — Срастание двух разных кубических кристаллов на одном по плоскости (111). б — Каемчатая псевдоморфоза с реликтом изоферроплатины. Здесь и далее на фото обозначение ВСЕ — изображение в обратно-рассеянных электронах

По главным минералообразующим элементам РМП образуют компактное поле составов на диаграмме (рис. 193, а). В то же время по элементам — примесям иридия (вес. %) их можно разделить: $Ir > 1,3$ составляет 20 вес. %, $1,3 > Ir > 0,2$ составляет 70 % вес. % и $Ir < 0,2$ составляет 10 вес. %, при содержаниях Rh — $0,54 \pm 0,45$, Pd — $0,40 \pm 0,47$ вес. % (Мочалов, 1994; Mochalov, Khoroshilova, 1998). Среди РМП выделяется группа кристаллических индивидов (рис. 192, а), которые практически не содержат Ir (табл. 59). В целом распространение таких кристаллов размером более 0,25 мм составляет первую сотую % от массы всех россыпеобразующих МПГ, а их индивиды более 0,5 см встречаются исключительно редко. В то же время такие кристаллы РМП, даже в крайне незначительных количествах, в мире встречаются пока только на Кондёре, поэтому их онтогенетические особенности представляют интерес.

В россыпном месторождении рек Кондёр — Уоргалан «шлиховую платину» в основном представляют РМП (табл. 60). Судя по составу «шлихо-

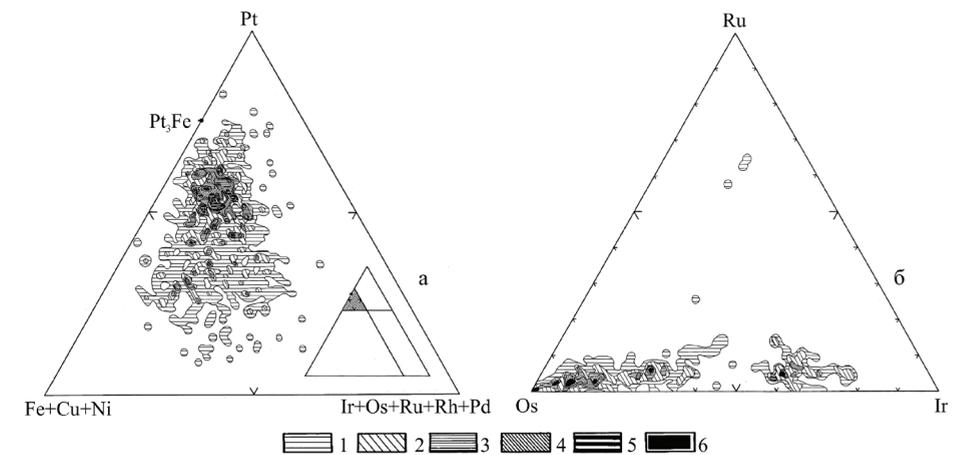


Рис. 193. Диаграмма соотношения главных и второстепенных элементов: а — в РМП (765 химических анализов минеральных индивидов); б — самородного осмия и самородного иридия (262 химических анализов минеральных индивидов) россыпного месторождения Кондёр. 1–6 — поля плотности встречаемых составов РМП: 1 — 1–2; 2 — 2–4; 3 — 4–6; 4 — 6–8; 5 — 8–10 и 6 — более 10 анализов

вой платины», на всем протяжении месторождения и его разновозрастных комплексах от неогена до современного времени РМП на 90 вес. % составляют индивиды, агрегаты и их осколки, принадлежащие в основном $Pt > Ir$ -минера и в меньшей мере $Pt > Os$ -минера и Pt -минера (Мочалов, 1997; 2001; Mochalov, Khoroshilova, 1998). Если судить по содержанию иридия в россыпеобразующих РМП и распространению в них родия и палладия (табл. 59, 60) на долю $Pt > Pd$ -минера в россыпном месторождении приходится около 10 мас. %.

В эрозионном срезе массива Кондёр наиболее стабильными и благоприятными условиями для образования РМП были те участки, в результате которых формировались россыпи плиоцен-нижнеплейстоценового и среднеплейстоценового возраста, т. е. на ранних этапах эрозии дунитов. Об этом свидетельствуют наиболее относительно низкие и стабильные содержания Ir в РМП, а также распространение сульфидов и арсенидов Os и Ru в наиболее удаленные от массива Кондёр участки россыпи плиоцен-нижнеплейстоценового и среднеплейстоценового возраста (табл. 60).

Одним из наиболее распространенных и демонстративных минералов большинства магматических и метасоматических пород массива Кондёр является Срх. К тому же Срх встречается во всех фациальных типах дунитов. Информативность Срх в срастаниях с МПГ продемонстрирована среди кумулятивных ГПД плутонов Корякского нагорья (Мочалов, Бортников, 2008; Мочалов, Перцев, 2012). Среди РМП минералого-геохимических

типов, распространенных на массиве Кондёр, также встречаются сростания с Сrx. В настоящей работе не рассматривается полная характеристика Сrx в сростаниях с РМП⁵, а приводится наиболее показательная, с нашей точки зрения, схема (рис. 194) по содержанию TiO₂⁶ относительно магнезиальности — Mg# = Mg/(Mg+Fe) Сrx (с комментариями о количествах Na₂O и Cr₂O₃⁷). Сrx в сростаниях РМП массива Кондёр можно разделить на 3 группы (рис. 194):

1) Сrx-1+Pt — с TiO₂ ~ 0,1→0,27, Mg# ~ 0,88→0,95, Na₂O ~ 0,42±0,11, Cr₂O₃ ~ 0,59±0,16;

2) Сrx-2+Pt — с TiO₂ < 0,1, Mg# ~ 0,88→0,98, Na₂O ~ 0,96±0,60, Cr₂O₃ ~ 1,49±0,74;

3) Сrx-3+Pt — с TiO₂ ~ 0,25→0,85; Mg# ~ 0,66→0,83; Na₂O ~ 3,94±0,82, Cr₂O₃ ~ 0,73±0,80.

Группа Сrx-1+Pt практически полностью соответствует сростаниям РМП дунитов и пироксенитов ГПД массивов Корякского нагорья. Главенствующим минералом в пироксене является диопсид. Иногда РМП в этой группе, сростаются с Am с содержаниями, как у Сrx, TiO₂ ~ 0,1→0,32, Mg# ~ 0,88→0,95 и Cr₂O₃ — 0,13—1,38 и более высокими Na₂O — 1,36—6,28, Al₂O₃ ~ 3,5. В целом Am представлен тремолитом с незначительными содержаниями эденитовой компоненты. Эту группу сопровождают индивиды хромита Mg# — 0,17—0,40, Cr/Cr+Al (Cr#) — 0,85—0,89, Fe³⁺/Fe общ. (Fe³⁺#) — 0,08—0,35. Pt₃Fe этой группы высоко- и среднеиридитная — Ir > 0,2 вес. %, часто наблюдаются сростания с самородными осмием и самородным иридием (табл. 58; рис. 193, б).

Группу Сrx-2+Pt представляет более хромистый и натриевый Di. Также встречается Am (рис. 194) Cr₂O₃ ~ 2,5, Na₂O ~ 4,5 и Al₂O₃ ~ 6,5, в целом его представляет эденит. В сростании с диопсидом встречается Spl Mg# ~ 0,49, Cr# ~ 0,86 и Fe³⁺# ~ 0,28, который кроме отдельных индивидов образует рудные скопления. Pt₃Fe этой группы малоиридитная — Ir < 0,2 вес. %, распространенные элементы-примеси Pd и Rh. РМП нередко сопровождают минералы Pd (табл. 58). В этой группе можно наблюдать псевдоморфозы ранних минералов Pt > Ir-muna с Spl (Mg# ~ 0,53, Cr# ~ 0,87 и Fe³⁺# ~ 0,38) дунитов (Мочалов, 2001; 2005; 2013 и др.). Псевдоморфозы концентрируются в дунитах вблизи жильных образований монцонитовой и щелочной магматических серий (рис. 191, з). Представляется, что группа Сrx-2+Pt вместе с жильными хромититами в дунитах является результатом раство-

рения ранних минералов Pt > Ir-muna, переноса и повторной кристаллизации Spl и МПГ под влиянием флюидов жильных магматических пород. В результате был сформирован Pt > Pd-mun с Spl в интерстициальном пространстве дунитов. Жильные хромититы с минерализацией Pt > Pd-muna с Spl встречаются в западном секторе массива Кондёр, от руч. Коротыш до руч. Малый (рис. 188, 190).

Группу Сrx-3+Pt представляет в основном диопсид-авгит, содержание эгириновой компоненты достигает 31 %. В единичных случаях в сростаниях встречается эгирин, такой же, как в сиенитах и их пегматитах (Некрасов и др., 1994). Вместе с Сrx в сростаниях с РМП встречаются часто: Mt, Ap, Bi, Phl, Am (роговая обманка), Chl, Srp и реже: сульфиды Cu, титанит, ильменит, перовскит. Pt₃Fe этой группы малоиридитная — Ir < 0,2 вес. %, распространенные элементы-примеси Pd и Rh. РМП нередко сопровождают минералы Pd (табл. 58). В этой группе можно наблюдать псевдоморфозы ранних МПГ различных минералого-геохимических типов.

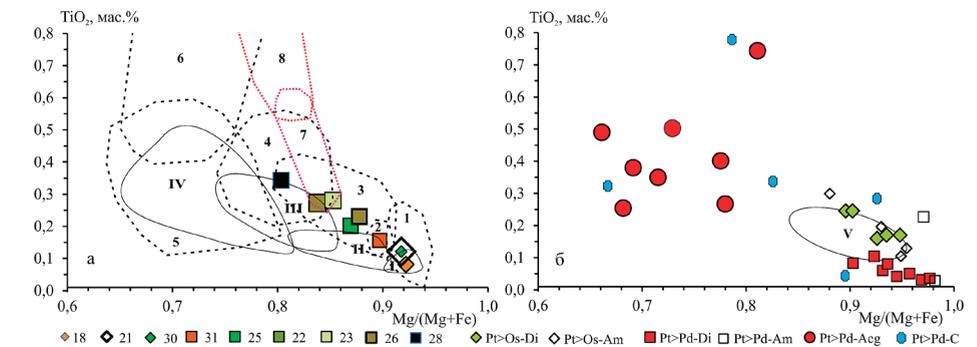


Рис. 194. Вариации состава Сrx по магнезиальности и титану.

а — массива Кондёр (Некрасов и др., 1994): обозначены поля из дунитов (1), шлиров и жилок оливиновых пироксенитов в дунитах (2), пироксенитов «кольца» (3), косьвитов «кольца» (4), габбро «кольца» (5), даек косьвитов в дунитах, максимальное содержание TiO₂ ~ 1,05 вес. % (6), жильных пироксенитов в дунитах (7) и апатит-титаномагнетит-биотит-амфибол-клинопироксеновые пегматиты (метасоматиты), максимальное содержание TiO₂ ~ 1,02 вес. % (8); ГПД массива Гальмознан (Мочалов, Перцев, 2012): диопсидовых дунитов (I); оливиновых клинопироксенитов и верлитов (II); магнетитсодержащих оливиновых клинопироксенитов (III); плагиоклазсодержащих пироксенитов и габброидов (IV). б — в агрегатах сростаний с РМП (включения не показаны), обозначено поле (V) из ГПД массива Гальмознан (Мочалов, Перцев, 2012). Условные обозначения: 18–28 № обр. со средними значениями (цифрой количество проанализированных зерен) исследованных на содержание изотопов Rb-Sr и Sm-Nd (Саватенков, Мочалов, 2015): 18, 21, 30 — дунитов: 18 — среднезернистый светлый (6); 21 — крупнозернистый «черный» (7); 30 — мелкозернистый (7); 31 — жильный клинопироксенит в дуните (10); 22, 25, 26 — пироксениты «кольца» (47); 23 — верлит «кольца» (20); 28 — косьвит «кольца» (25); в агрегатах с минералами Pt: Pt > Os-muna, Pt > Pd-muna с псевдоморфозами МПГ; Di — диопсид; Am — амфибол, Aeg — авгит-диопсид; C — кристаллы

⁵ Составы Сrx включений в минералах Pt не приводятся.

⁶ Анализ Ti и Cr в Сrx и Am вместе с R3Э, Zr и V проводился методом вторично-ионной масс-спектрометрии в ЯФ ФТИ РАН (г. Ярославль) на приборе CAMECA IMS 4f С. Г. Симакиным и Е. В. Потаповым.

⁷ Содержания TiO₂, Na₂O, Cr₂O₃ и Al₂O₃ в Сrx и Am приводятся в мас. %.

Псевдоморфозы встречаются во всех типах метасоматитов по дунитам вблизи жильных образований монцонитовой и щелочной магматических серий (рис. 191, е–з). Представляется, что группа *Cpx-3+Pt* в дунитах является результатом растворения ранних МПГ и повторной их кристаллизации под влиянием флюидов жильных магматических пород. В результате был сформирован *Pt > Pd-mun* в метасоматитах по дунитам.

Кристаллические индивиды РМП (рис. 192, а) в основном распространены в группе *Cpx-3+Pt*, но встречаются и с группой *Cpx-2+Pt*. При этом в группе *Cpx-3+Pt* они бывают самыми крупными, более 0,5 см.

МПГ *Pt > Pd*-типа в россыпном месторождении Кондёр в осадках голоцена — верхнего плейстоцена пользуются большим (на 10–15 %) удельным весом по сравнению со средним плейстоцен-плиоценовыми (не превышает 10 %). Поэтому, вероятно, на ранних эрозионных срезах дуниты массива в меньшей степени были видоизменены метасоматическим влиянием магматических пород монцонитовой и щелочной серий.

Для того чтобы представить формы нахождения МПГ в дунитах, без влияния метасоматических процессов монцонитовых и щелочных магматических серий, правомерно обратиться к основным особенностям их онтогении в ГПД массиве Гальмознан (рис. 195). В мелкозернистых и полигональных пегматоидных «черных» дунитах распространены микронные кристаллы РМП и Spl (рис. 195, б, в), при этом в последних их количество на порядок увеличивается (Назимова и др., 2003). В шлифах ГПД массиве Гальмознан в «черных» дунитах установлены зародыши минералов $Pt_3Fe + PtFe + PtAs_2$ флюидно-метаморфогенного *Pt > Ir-muna* (рис. 195, в, з). Далее, в межзерновом пространстве рекристаллизованного ОI «светлых» дунитов происходит развитие агрегатов РМП и Spl вдоль флюидных каналов (рис. 195, д). Наблюдается формирование шлировых скоплений РМП с приносом ЭПГ от различных псевдоморфоз (рис. 195, е). Весьма показательным является факт, когда несколько ранних минеральных агрегатов самородной платины (Pt,Fe,Ir) в определенном направлении пронизывают флюидные струи (одно из зерен, рис. 195, ж, з). В результате внутри протоминерала — (Pt,Fe,Ir) формируются характерные для *Pt > Ir-muna* минералы, иридная Pt_3Fe и самородный иридий (Ir,Os,Pt) (рис. 195, з), а за его пределами во флюидной струе $Pt_3Fe + OsS_2 + IrAsS$ (рис. 195, ж). Таким образом, засвидетельствовано формирование МПГ *Pt > Ir-muna* в псевдоморфозе и за пределами псевдоморфозы во флюидном потоке. Позднее флюид кристаллизуется, как правило, как серпентинит, который нередко, при новых актах синмагматической рекристаллизации и перекристаллизации, вероятно, подвергается регенерации в дунит. Об этом факте свидетельствуют многочисленные маломощные дунитовые жилы (до первых см) в различных фациальных разновидностях дунитов.

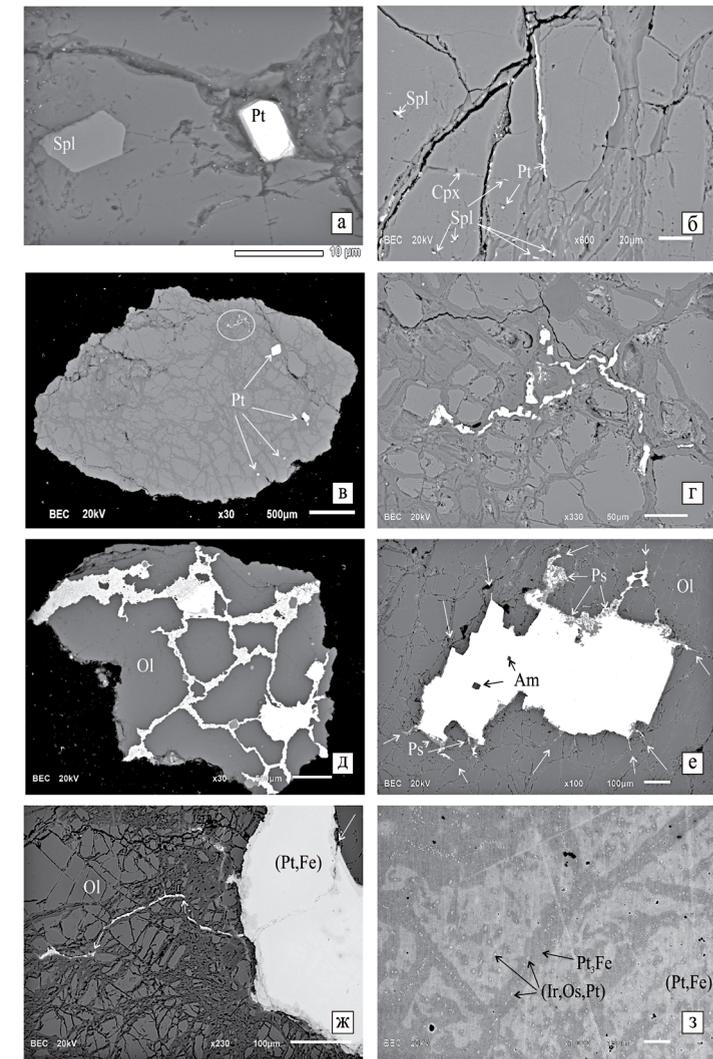


Рис. 195. Основные формы выделения РМП ГПД массива Гальмознан. а–в — магмотогенный-флюидно-метасоматический *Pt-muna* в «черных» дунитах: а, в — кристаллы Pt_3Fe (Pt), Spl и Cpx. г — Микронный агрегат $Pt_3Fe + PtFe + PtAs_2$ флюидно-метаморфогенного *Pt > Ir-muna* в интерстициальном пространстве рекристаллизованного «черного» дунита, (увеличенный фрагмент обведенного участка на рис. 195, в). д, е — Формирование $Pt_3Fe + PtFe$ флюидно-метаморфогенного *Pt > Ir-muna* в рекристаллизованном «черном» дуните: д — в интерстициальном пространстве среди ОI; е — в результате концентрации ЭПГ из псевдоморфоз (Ps) ранних РМП в «шлир», в котором отрицательные полости заполнены Am. ж, з — Преобразование ранней самородной платины (Pt,Fe), содержание Ir ~3 вес. %, струей флюида: ж — флюид проходит справа налево (направление указывает стрелка) сквозь (Pt,Fe) и выносит Pt и другие ЭПГ во флюидный канал в дуните в виде $Pt_3Fe + IrAsS + OsS_2$; з — увеличенный фрагмент канала флюида в (Pt,Fe) заполненного $Pt_3Fe + (Ir,Os,Pt)$

Руководящие особенности онтогенеза минералов магматогенного и магматогенно-флюидно-метасоматического Pt-типа. В ходе геологической съемки 1:10 000 масштаба Е. П. Емельяненко и др., 1986–1991 гг., обнаружено, что средние содержания Pt несколько увеличиваются (на десятки мг/т) в эндоконтакте среднезернистых «светлых» дунитов, местами перекристаллизованных в крупнозернистые «черные», с поздними мелкозернистыми дунитами (рис. 188, магматогенно-флюидно-метасоматический Pt-тип). В этой кольцевой зоне РМП в основном представлены тонкой фракцией (>0,1 мм), их химический состав приведен в табл. 59, ан. I. Такие составы РМП распространены в магматогенном и магматогенно-флюидно-метасоматическом Pt-типах (Мочалов, 1994; 1997; и др.). Микронные выделения минералов группы самородной платины, куперита, сперрилита и SpI редко, но наблюдаются в полированных шлифах мелкозернистых и крупнозернистых «черных» дунитах Кондёра, такие же, как в мелкозернистых и полигональных пегматоидных «черных» дунитах ГПД массиве Гальмознан (рис. 195, а–в) (Мочалов, 2013). Кроме того, в небольших шлирах клинопироксенитов среди дунитов встречаются микронные кристаллики самородной платины и самородного иридия (рис. 196). Состав Сrx соответствует аксессуарному из мелкозернистых и крупнозернистых «черных» дунитов (рис. 194, условные: 30, 21). Кумулятивные структуры срастания Сrx и ОI в шлирах клинопироксенитов с микрокристаллами самородного иридия и самородной платины указывают, что эти минералы, вероятно, следует причислять к магматогенно-флюидно-метасоматическому Pt-типу. Таким образом, в магматических дунитах и под их влиянием перекристаллизованных пегматоидных фациях развиты рассеянные микронные кристаллические МПГ. Вероятно, что в дунитах ЭПГ пользуются широким распространением в виде примесей в аксессуарных сульфидах Fe и Ni (Емельяненко и др., 1989; Некрасов и др., 1994), так же как в ГПД массивах Корякского нагорья (Мочалов и др., 2002; Назимова и др., 2003).

Руководящие особенности онтогенеза минералов флюидно-метаморфогенного Pt>Ir-типа. В свое время в МПГ, SpI и хромититах были установлены отрицательные включения, состоящие из газовых вакуолей и Srp, ChI, Am и PhI с изотопным составом кислорода: $\delta O^{18} = +6,7 \text{ ‰}$, как у флюида мантийных магм. Этот минеральный парагенезис не соответствовал основным параметрам вмещающих их ОI и пироксену (ромбическому и моноклинному) метаморфических мантийных перидотитовых комплексов офиолитов (Дмитренко, Мочалов, 1986; 1989; 2011; Дмитренко и др., 1985; 1987). В дальнейшем похожие минералы в отрицательных включениях были выявлены в дунитах щелочно-ультраосновных массивах (Геология..., 1994; Мочалов; Мочалов 1997; 2001; 2005; Мочалов, Дмитренко, 1990а; 1990б; Mochalov,

Khoroshilova, 1998) и ГПД массивах Корякского нагорья (Мочалов, 2013; Мочалов и др., 2002). Исследование этого явления позволило сформулировать положение, что большая часть МПГ и SpI в метаморфизованных, рекристаллизованных и перекристаллизованных дунитах и перидотитах образовалась флюидно-метаморфогенным способом (Мочалов, 1986; 2001).

На массиве Кондёр минералы флюидно-метаморфогенного Pt > Ir-типа сосредоточены как в межзерновом пространстве ОI, так и шширообразных скоплениях хромититов в рекристаллизованных «светлых» дунитах (рис. 197). Зарождение скоплений хромититов осуществлялось по механизму, впервые описанному на массиве Кондёр П. Я. Ярошем и Е. П. Царицыным (1976; 1980). При рекристаллизации «черных» дунитов в пространство между зернами раздробленного ОI попадает существенное количество lamелл SpI, Mt и Сrx (рис. 195, б; рис. 196, а, б). Эти минералы растворяются флюидом, в результате в интерстициях образуются скопления новообразованных SpI, Mt и Сrx (рис. 197, д). Также из ранних микрокристаллов МПГ (рис. 195, а–в; рис. 196, в, з) происходит перераспределение рудных компонентов в интерстициальное пространство и дальнейший перенос по межзерновым интерстициям ОI «светлых» дунитов. Образование Pt > Ir-типа происходило

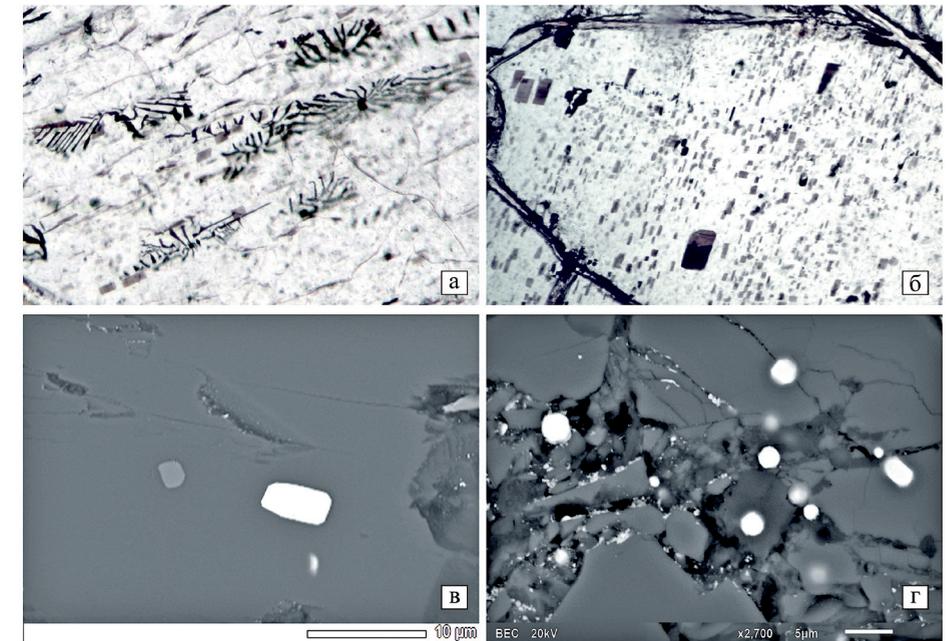


Рис. 196. Вкрапленные включения в «черном» дуните (а, б) и клинопироксените (в, г): а — хроммагнетита (черные, линейные); б — магнохромшпинелида (коричневые, прямоугольные); в — кристаллов куперита (белые) и SpI (серый); г — кубические кристаллики самородного иридия и самородной платины (белые). ДС а, б 0,1 мм

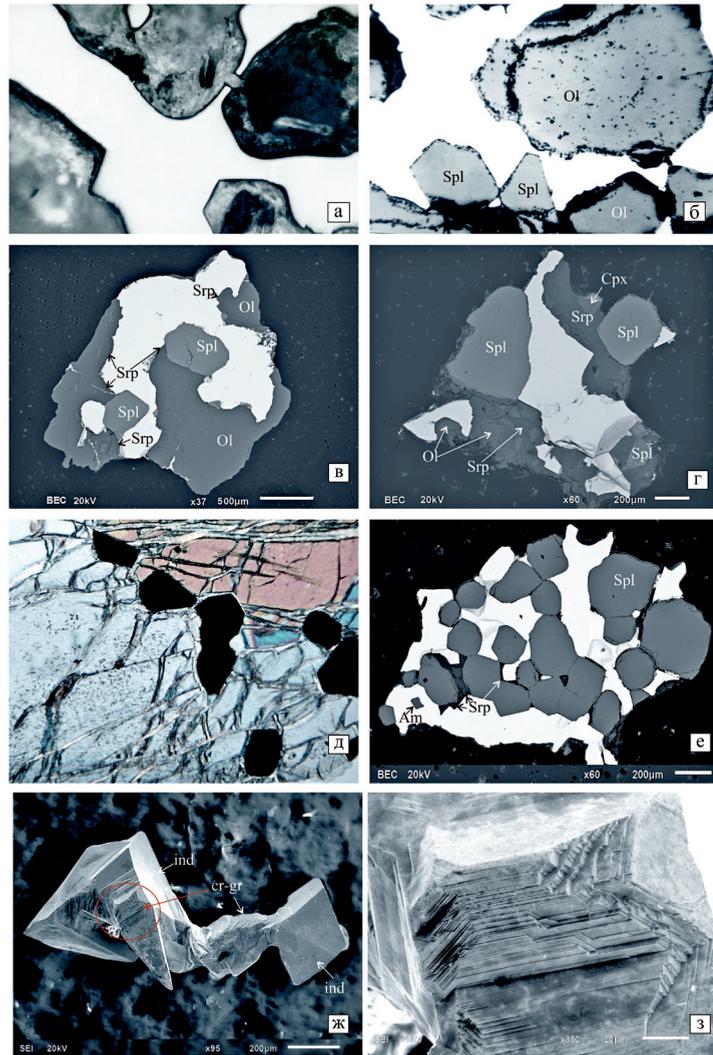


Рис. 197. МПГ флюидно-метаморфогенного $Pt > Ir\text{-muna}$, заполняющие интерстициальное пространство дунитов. а–г — Ксеноморфные агрегаты РМП (а) и с Spl (б–г) в межзерновом пространстве Ol, Ol имеет округло-растворенные очертания или брекчиевидную текстуру (г) в Srp; взаимоотношение РМП с Spl индукционные; со стороны Srp наблюдаются ступени роста ранее закристаллизованных индивидов РМП. д — Индивиды Spl в межзерновом пространстве Ol, в котором сохранились ламеллы магнхромшпинелида (черная сыпь). е — хромитовый шликер с РМП и Srp. ж, з — осколок изоферроплатины (Pt_3Fe) из хромитита, сглаженные индукционные поверхности (ind) Pt_3Fe с Spl и скульптуры роста Pt_3Fe по границе с Srp (сг-гр), т. е. Srp закристаллизовавшемся позднее, з — участок выделенный красным на фото ж. а, б — фото полированных шлифов, ДС 1. 25 мм; д — прозрачный шликер, в скрещенных поляроидах, ДС 0,5 мм. Здесь (ж, з) и далее на фото обозначение SEL — изображение во вторичных электронах

в ходе кумулятивной эволюции пикритового расплава в процессе синмагматической рекристаллизации дунитов по модели, показанной на рис. 189. Об этом могут также свидетельствовать составы и эволюционный тренд Srx (рис. 194), такой же, как был ранее описанным на ГПД массиве Гальмозан (Перцев, 2004; Мочалов, Перцев, 2012; Vatanova et al., 2005).

Руководящие особенности онтогении минералов магматогенно-флюидно-метасоматического $Pt > Os\text{-muna}$. Среди магматических прожилков и шликеров клинопироксенитов в дунитах (состав которых соответствует рис. 194, условное обозначение 31) наблюдаются образования с самородным осмием (рис. 198, а). Они полностью аналогичны минералам ЭПГ $Pt > Os\text{-muna}$ (рис. 194, б) ГПД массивов Корякского нагорья (Мочалов, 2009; Мочалов, Перцев, 2012). Кроме того, среди клинопироксенитов встречаются достаточно крупные агрегаты РМП (до 5 мм) с многочисленными включениями самородного иридия — (Ir,Os,Pt) (рис. 198, в). В экзоконтакте с Srx находится реликтовый Ol (рис. 198, в). В Srx встречаются псевдоморфозы ранних МПГ $Pt > Ir\text{-muna}$ (рис. 199). В этой связи можно утверждать о контаминации клинопироксенитов элементами из ранних МПГ дунитов и главным образом легкоподвижным в газовых соединениях Os, как это было описано ранее (Мочалов, 2001; 2005; 2009; Мочалов, Дмитренко, 1990а; 1990б; Мочалов, Перцев, 2012). В то же время в клинопироксенитах наблюдается дифференциация летучего Os и слаболетучего Ir. Ir кристаллизуется в виде самородного иридия ближе к ранее существовавшим МПГ и Ol. В целом минерализация $Pt > Os\text{-muna}$ образует минеральные агрегаты в межзерновом пространстве ранее закристаллизованного Srx, о чем свидетельствует ксеноморфное положение РМП (рис. 198, з).

На массиве Кондёр обнаружена минерализация $Pt > Os\text{-muna}$ в мелкозернистых дунитах (рис. 198, б). Вероятно, мелкозернистые дуниты, как и клинопироксениты, являлись более поздними кумулятивными образованиями, в эндоконтактах которых совершались контаминации Pt с существенными порциями Os из минералов ЭПГ ранних дунитов. Растворение ранних МПГ $Pt > Ir\text{-muna}$ в экзоконтактах мелкозернистых дунитов фиксируется соответствующими псевдоморфозами (рис. 199, а).

Руководящие особенности онтогении минералов магматогенно-флюидно-метасоматического $Pt > Pd\text{-muna}$.

Как было заявлено, среди крупной фракции МПГ массива Кондёр в дунитах на данном этапе можно выделить магматогенно-флюидно-метасоматические: 1) $Pt > Pd\text{-muna}$ с Spl интерстициального пространства дунитов и жильных хромититов (рис. 191, з, 198, д, 199, е, ж); и 2) $Pt > Pd\text{-muna}$ в метасоматитах по дунитам. Метасоматиты находятся в зальбандах, жильных штокверках и экзоконтактовых образованиях, которые генерируют

магматические тела косьвитов, горнблендитов, щелочных пегматитов, сиенитов и субщелочных гранитов. Метасоматиты главным образом представлены апатит-титаномagnetит-биотит-амфибол-клинопироксенитами, оливин-диопсидитами, амфиболитами и серпентинитами (рис. 191, е-з, 198, е, 199, б, з, з).

Главной особенностью *Pt > Pd-muna* является то, что среди РМП распространены второстепенные или редкие включения минералов Pd и других ЭПГ (табл. 58). Минералы Pd являются главными в магматических

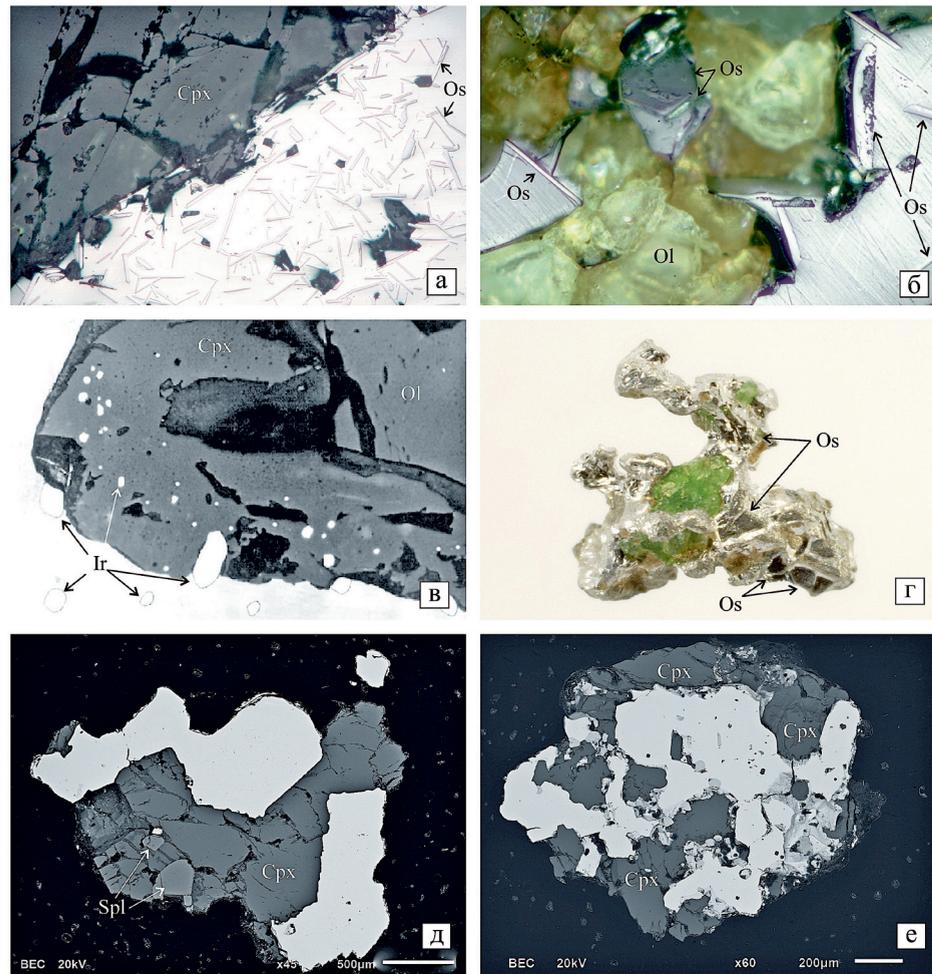


Рис. 198. Срастания МПГ с Срх (а, в-з) и ОI (б). а-г — *Pt > Os-muna* в группе *Cpx-I+Pt*, РМП с включениями самородного осмия (а, б, г) и самородного иридия (в) в жильных и шпировых клинопироксенитах (а, в, г) и позднем мелкозернистом дуните (б): а-в — фото шлифов, ДС — 2 мм; г — ксеноморфный осколок от шпиря, ДС 5 мм. д, е — МПГ *Pt > Pd-muna*: д — с *Spl* в группе *Cpx-2+Pt*; е — в группе *Cpx-3+Pt*

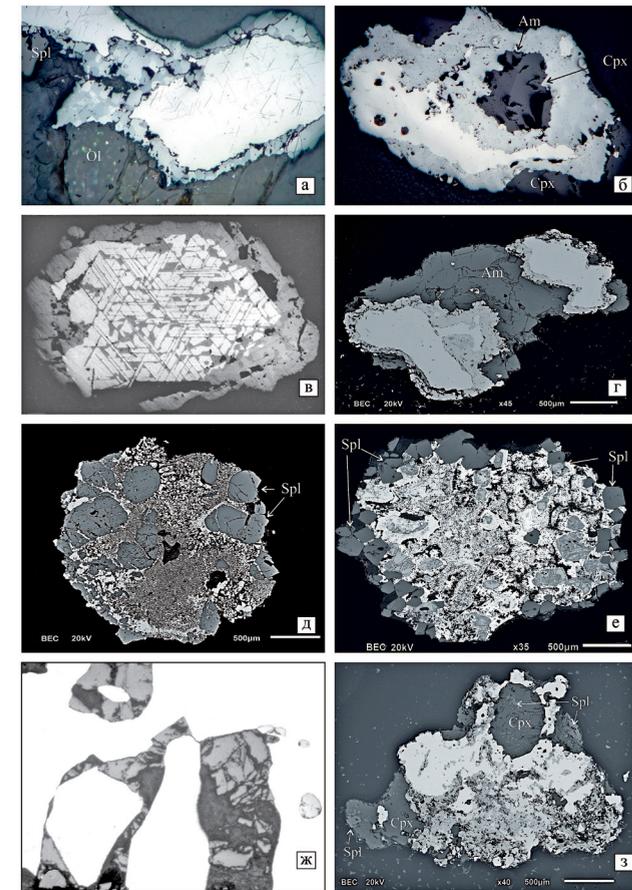


Рис. 199. Псевдоморфозы метасоматического замещения МПГ. а, в, д, ж — *Pt > Ir-muna* в интерстициальном пространстве дунита;

а, б — внутри зерен изоферроплатины направленное замещение вдоль спаянности ирарсит-холлингвортит и маланит-купроиридсит-купрородсит, по границам зерен диффузионное псевдоморфное замещение сперрилитом (а) и куперитом (в), с образованием аллотриоморфно-, гипидиоморфнозернистых или полигональных структур с теньвыми текстурами ранних сульфидов ЭПГ (в); д — растворение с образованием пористых текстур с коррозионными реликтами РМП и *Spl*; ж — брекчиевидная текстура регенерированной изоферроплатины с реликтами *Spl*. б, г, е, з — *Pt > Pd-muna* в амфибол-пироксеновых метасоматитах по дунитам: б — псевдоморфное замещение по границам зерен РМП сперрилитом на контакте с эгирин-авгитом и гастингситом, в изоферроплатине многочисленные негативные включения выполненные *Cpx+Phl+Ar*; г — псевдоморфное замещение по границам зерен РМП куперитом с включениями эрликманит-лаурита и ирарсита на контакте с роговой обманкой; е — растворение с образованием теньвых текстур с коррозионными реликтами МПГ и новообразованных хромита и друзовых РМП в миароловых пустотах с *Chl*; з — псевдоморфное замещение по границам зерен РМП куперитом с включениями маланит-купроиридсита, эрликманита и ирарсита на контакте с эгирин-авгитом, в последнем вкрапленно-пятнистые новообразования магнетит-хромита. а, б, в, ж — фотографии шлифов, а, б, в, ДС 3 мм, ж — 0,5 мм

жильных породах монзонитовой и щелочной серий, тогда как минералы группы самородной платины в них являются второстепенными. При этом большинство МПГ представляют интерметаллиды Pd, Cu, Sn, Bi, Te, сульфиды, арсениды и оксиды (Гуревич, Полонянкин, 2016; Петров и др., 2016). Также среди $Pt > Pd$ -мун, наряду с характерными минеральными агрегатами МПГ, значительные их количество распространены в виде псевдоморфоз трансформации, видоизменения и замещения протоминералов ранних $Pt > Ir$ -, $Pt > Os$ - и Pt -мун (рис. 192, б, 199). При этом, иногда среди псевдоморфоз встречаются более ранние минералы собственно $Pt > Pd$ -мун (рис. 200, а). Реликты ранних хромититов с МПГ $Pt > Ir$ -мун можно наблюдать и среди РМП $Pt > Pd$ -мун с Spl в интерстициальном пространстве дунитов (рис. 199, д, ж).

Среди псевдоморфоз $Pt > Pd$ -мун встречаются агрегаты крупных кристаллов сперрилита с полигональной структурой (рис. 200, в, з). Их образование можно проследить на примере пористых псевдоморфоз Pt_3Fe трансформации (рис. 200, а). Далее по пористой псевдоморфозе наблюдается повторная псевдоморфоза замещения пористой Pt_3Fe микрокристаллами сперрилита (рис. 200, б). Естественный отбор роста индивидов сперрилита в конечном итоге и формирует агрегат из крупных кристаллов с полигональной структурой (рис. 200, в, з). Вероятно, таким же образом образуются многие полигональные минеральные агрегаты ОI в процессах перекристаллизации дунитов массива Кондёр. Характерно также явление повторных псевдоморфоз РМП по минеральному агрегату сперрилита или куперита (рис. 200, д).

Индивидуальностью $Pt > Pd$ -мун является присутствие крупных (до нескольких см) кубических кристаллов, двойников и друзовидных сростаний РМП (рис. 192, а, 201). Габитусные формы кубических кристаллических индивидов Pt_3Fe {100}+{111}, класс симметрии $m\bar{3}m$. Эпиграммы некоторых образцов кристаллических индивидов Pt_3Fe , снятых в направлении {100}, показали, что они имеют фрагментарное строение. Данное обстоятельство позволяет делать предположение об имевших место син- или посткристаллизационных дислокациях или деформациях индивидов Pt_3Fe (Махоркина и др., 1994).

Зарождение кристаллических индивидов Pt_3Fe наблюдается в псевдоморфозе, на поверхности псевдоморфозы и за пределами псевдоморфоз, за счет переотложенной Pt (рис. 201). Псевдоморфизация ранних (реликтовых) РМП предполагает насыщение минералообразующего флюида платиной. Из пересыщенного флюида образовались зародыши РМП внутри, на поверхности псевдоморфозы, и далее на минералах стенок межзернового пространства (полости) силикатной матрицы и в результате свободного

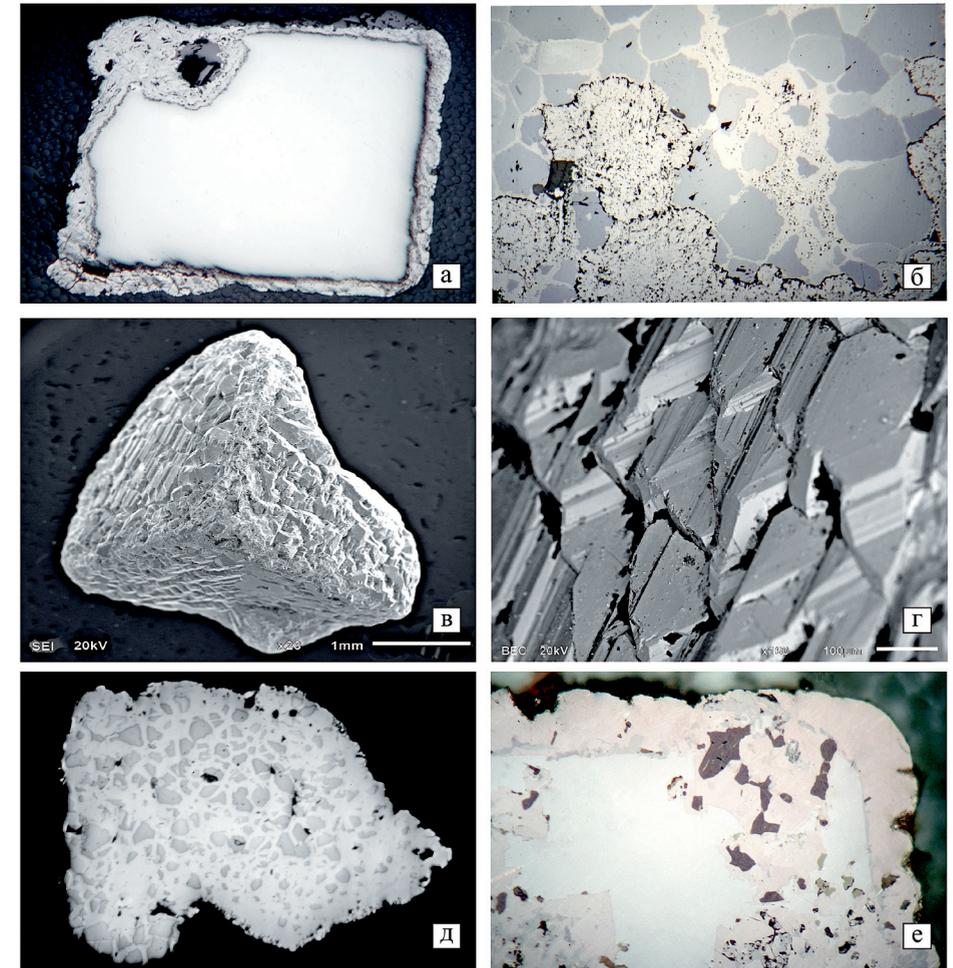


Рис. 200. Преобразование РМП в сперрилит (а–г) и повторная регенерация в РМП (д) (псевдоморфозы псевдоморфоз): а — каемчатая псевдоморфоза с пористо-реликтовой структурой по кубическому кристаллу изоферроплатины; б — рост метакристаллов сперрилита среди РМП с пористо-реликтовой структурой, с образованием порфирометазернистых и полигонально-зернистых агрегатов; в — темная «кубическая» псевдоморфоза агрегата сперрилита, с полигонально-зернистой структурой (г); д — повторная псевдоморфоза РМП по минеральному агрегату сперрилита, текстура разнометазернисто-реликтовая сперрилита в аллотриоморфнометазернистом агрегате РМП. е — Кайма вторичного нарастания минералов Pd и Au на ранние РМП, «рубашка» кабриита (серая) и тетраурикуприта — (Au,Pt) Cu с включениями борнита (коричневый) и халькопирита (желтый)

роста. Позднее из флюида кристаллизуются *Srp*, *Am*, халькопирит (преобразованного в малахит (Дервиц и др., 1999)), василит и другие минералы (рис. 201). Срастания зародышей кристаллических индивидов РМП (рис. 201, з) ориентированы по плоскости (111) или (112) и редко по плоскости (100). Взаимодействие зародышей, вероятно, происходит и с полярным взаимодействием. Дальнейшее разрастание граней сrostков зародышей приводит к формированию двойников, вероятно по флюоритовому и шпинелевому законам (требуется до изучение законов двойникования РМП).

Химический состав кристаллов $\sim Pt_3Fe$ у двойников преимущественно $\sim Pt_{3-x}Fe$ (табл. 59). Рентгенометрический анализ нескольких образцов кубических кристаллических индивидов показал, что они представлены упорядоченной кубической ячейкой — $Pm-3m$ с параметрами, близкими 0,3860 нм. В то же время некоторые двойники по результатам рентгенометрического анализа представлены криптоагрегатами Pt_3Fe с примитивной $Pm-3m$ ячейкой и тетрагональной ячейкой — $P4/mmm$, характерной для тетраферроплатины — $PtFe$, с параметрами $a = 0,3860$ и $c = 0,3704$ нм (визуально под микроскопом тетрагональная фаза не проявлена). По-видимому, рост зародышей двойников Pt_3Fe с ячейкой $Pm-3m$ обусловлен взаимодействием с двойнивающей (эпитаксиальной) фазой $PtFe$, имеющей отличную структуру — $P4/mmm$. Вероятно также, что при формировании зародышей двойников криптоагрегатов РМП должны происходить синтаксиальные или эпитаксиальные взаимоотношения гранецентрированной $Fm-3m$ ячейки самородной платины — (Pt,Fe) по плоскости (100), с объемно центрированной примитивной $Pm-3m$ ячейкой Pt_3Fe по плоскости (111).

Рост кристаллов и многочисленных двойников РМП осуществлялся ступенчато-слоевым, каркасным, скелетным и мозаично-расщепленным способами (рис. 201). В результате такого роста в кристаллах Pt_3Fe образуются идеальные отрицательные кубические полости, часто заполненные раскристаллизовавшимся минералообразующим флюидом (рис. 202, з–ж). Весьма оригинально выглядят таблитчато-нитевидные субиндивиды криптоагрегатов Pt_3Fe и $PtFe$, в виде «волосяного» покрова на плоскостях (111) или (100) ранних кристаллических индивидах Pt_3Fe . Нитевидные субиндивиды соединяются между собой в эпитаксиальные кубические каркасы (рис. 201, з).

При росте индивидов РМП существенное значение имеют ростовые и деформационные дислокации, которые отразились на их сложных или причудливых формах индивидов и агрегатов.

К наиболее поздним минералам $Pt > Pd-muna$ надо относить эпитаксиальные срастания и «рубашки» минералов Pd и Au на минеральных агрегатах и кристаллических индивидах минералов Pt (рис. 200, е).

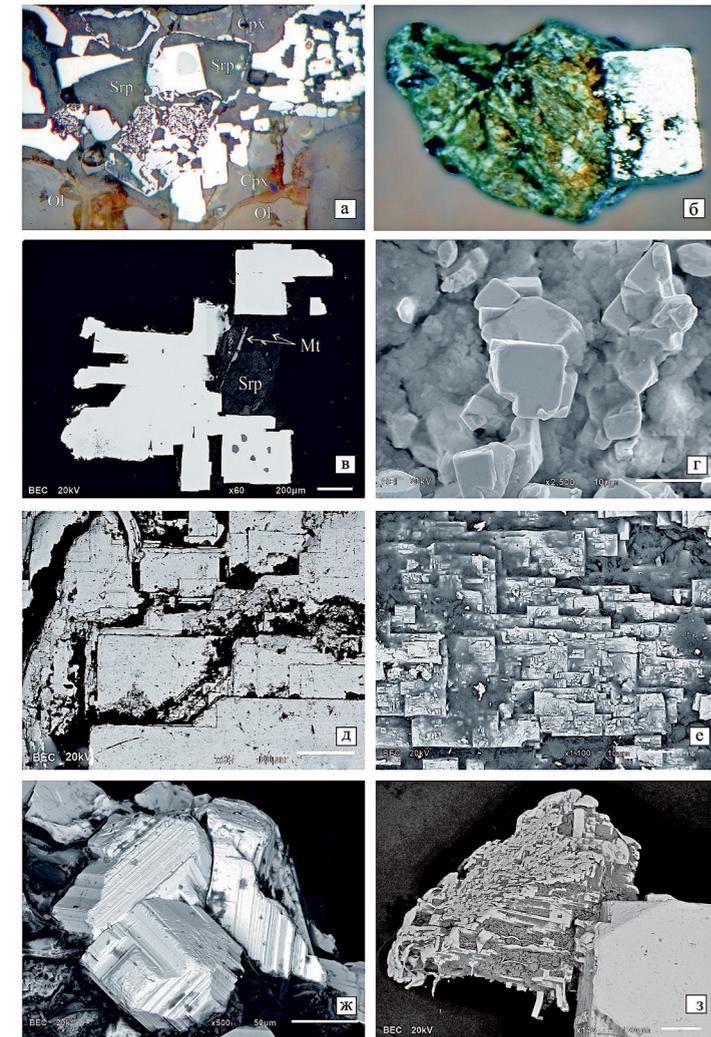


Рис. 201. Кристаллические РМП, в полированных шлифах (а, в), их морфология (б, г, ж, з) и скульптуры роста (ж–з):

а — в жильном диопсиде (*Srx*) и *Srp* среди *Ol* дунита скелетная псевдоморфоза остаточного ирарсита (серая) по бывшим агрегатам МПГ, внутри и на некотором удалении новообразованные кристаллические индивиды и агрегаты изоферроплатины; б — кубический кристалл среди малахит-хризоколлы по халькопириту; в — агрегат кристаллов с включениями борнита и халькопирита (внизу справа) в срастании с *Mt* в серпентинитовой жиле; г — двойниковое срастание кристаллов кубического габитуса по плоскости (111) в каемочной псевдоморфозе коррозионно-пористых РМП (см. рис. 192, б); д — слоистый рост грани, с неодинаковой скоростью разрастания, и ступенями роста; е — мозаичный рост «кубическими» — «призматическими» эпитаксиальными блоками, различных размеров; ж — срастание 3-х кубических кристаллов со скульптурами роста; з — призматически-нитевидные субиндивиды и каркасные кристаллы с гранями {111}+{100} из призматически-нитевидных субиндивидов (в промежутках силикаты выветривания)

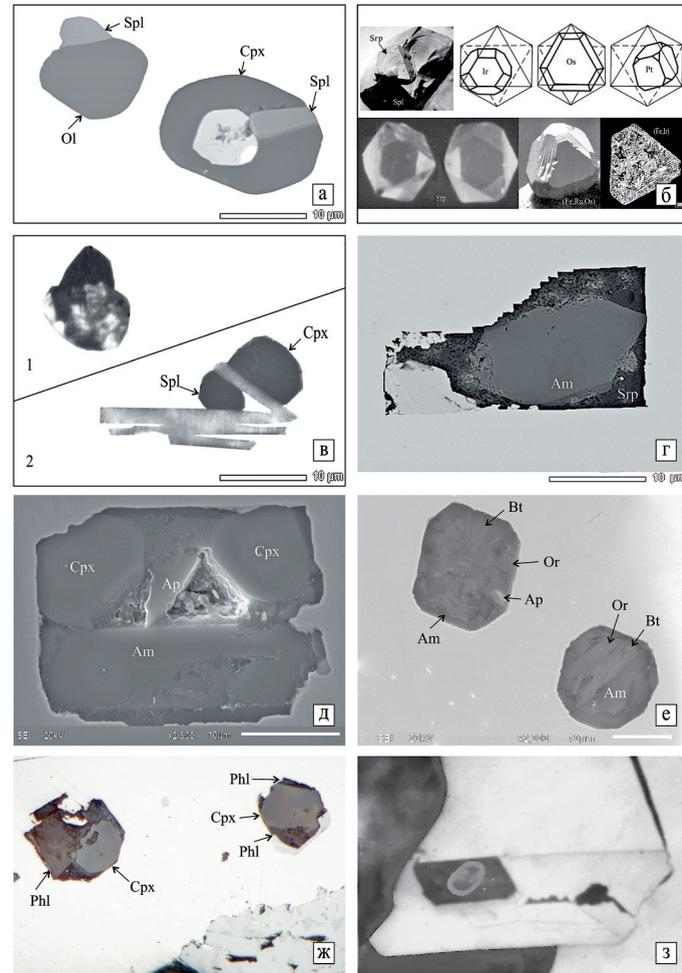


Рис. 202. Включения в МПГ, идиоморфные и гипидиоморфные (а, в), в отрицательных кристаллах (б, г–з).
 а, б — включения в офиолитов Корякского нагорья: а — в индивидуе самородного иридия (Ir, Pt) кристаллы Ol, Spl и округлая вакуоль Cpx (диопсид) + Spl внутри пентландит с ЭПГ (серый) в срastании с минералом — $Ir_2(Ni,Fe)_4S_7$ (белый), из кумулятивной серии Усть-Бельского массива; б — отрицательные кристаллы Srp + Chl и минералов ЭПГ в аксессуарных Spl (верхний ряд) и хромититах (нижний ряд) из дунит-перидотитовых мантийных рестигов, рисунки включений самородного иридия (Ir), самородного осмия (Os) и минералов Pt, отрицательные кристаллы «металлических октаэдров» Ru-гексаферрума — (Fe,Ru,Os), и Ir-гексаферрума — (Fe,Ir), ДС Srp + Chl ~ 0,2 мм. в–з — массив Кондёр: в — скомпонована из разных минеральных агрегатов: 1 — кристаллы перовскит (внизу) и борнит (вверху) Pt > Pd-min, 2 — кристаллы самородного осмия, Cpx (диопсида) и Spl Pt > Ir-min; г — Am (тремолит) в пористом Srp; д — Cpx (диопсид) + Am (роговая обманка) + Ap, с F и Sg, между минералами газовые пустоты; е — ортоклаз (Or) + Am (роговая обманка) + Bt; ж — Cpx (авгит) + Phl, внизу справа куперит (серый), ДС 0,3 мм; з — газовой-жидкое включение в таблитчатом самородном осмии среди изоферроплатины, ДС 0,2 мм

Большая часть агрегатов МПГ является результатом направленного заполнения интерстициального пространства, с образованием гипидиоморфнозернистых структур с последовательной кристаллизацией индивидов различных видов. При этом часто кристаллические индивиды РМП являются результатом многократного зарождения и роста на кристаллах ранних генераций. Это же относится к их минеральным агрегатам РМП с Spl и Cpx. Индукционные взаимоотношения образуются лишь между растущими индивидами двойников РМП или одновременно зародившихся и растущих в непосредственной близости индивидов РМП (рис. 197–201).

Руководящие особенности онтогении включений в РМП.

В срastаниях с МПГ встречается большинство породообразующих минералов (силикаты, оксиды, сульфиды и др.) характерных для фациальных разновидностей дунитов и образованных по ним метасоматических пород массива Кондёр. При этом в ходе эволюции минералого-геохимических типов от магматогенного Pt-muna → магматогенно-флюидно-метасоматического Pt-muna → магматогенно-флюидно-метасоматическим Pt > Os-muna → флюидно-метаморфогенного Pt > Ir-muna до магматогенно-флюидно-метасоматического Pt > Pd-muna статус ранних породообразующих минералов изменяется от сингенетичных (магматогенных) → на реликтовые → перекристаллизованные → метасоматически видоизмененные. Большая часть РМП срastаются с породообразующими минералами в результате более позднего свободного роста в интерстициальном или коррозионном пространстве (рис. 195, 197, 198). Другая часть РМП является метакристаллами и метазернами, как результат метасоматического роста в твердой среде ранее образованных МПГ в срastаниях с силикатами, оксидами, сульфидами и др. (рис. 199, 200). Индукционные совместные взаимоотношения роста наблюдаются у РМП с частью Spl, Mt, Cpx, Ap и сульфидами Cu и Fe. Srp с газовыми пустотами всегда является конечным, остаточным продуктом направленного заполнения интерстициального пространства в ходе формирования агрегатов с РМП.

В ходе эволюции минералого-геохимических типов МПГ массива Кондёр изменяется состав и положение минералов-включений (силикаты, оксиды, сульфиды и др.) в главных РМП. Большинство минералов-включений можно разделить на кристаллические идиоморфные (рис. 202) и гипидиоморфные и отрицательные кристаллы кубического и призматического облика (рис. 202). Отрицательные кристаллы практически повсеместно образованы поли- и мономинеральными агрегатами с газовыми пустотами. Кроме этого, встречено газовой-жидкое включения (рис. 202, з) (Рудашевский и др., 1982; Мочалов, 1986; 2001; Дмитренко, Мочалов, 1989; Мочалов, Дмитренко, 1990а; 1990б; Геология..., 1994).

Среди РМП *Pt > Ir-muna* идиоморфные и гипидиоморфные кристаллические минералы-включения главным образом представляют Spl, Crx, Ap, Mt, сульфиды Fe, Cu, Ni, и др. (рис. 202, в–2). ОI в кристаллических включениях встречается редко. ОI-включения отличаются от порообразующего ОI собственной кристаллографической огранкой, идеальной прозрачностью, что придает им «ювелирный» облик, и менее железистым составом (Геология, 1994; Mochalov, Khoroshilova, 1998; и др.). Характерно, что кристаллы ОI-включений в РМП Кондёр в настоящий момент не встречены в сростаниях с кристаллическими включениями Spl. В то же время Spl-включение часто образует сростания с Crx-включением в РМП *Pt > Ir-muna*. Специально для сравнения приведены такие кристаллические включения в индивиде самородного иридия (Ir, Pt) из дунитов кумулятивной серии, сопряженные с мантийными перидотитами Усть-Бельского массива Корякского нагорья (рис. 202, а). Отмечаются последовательно образованные кристаллические индивиды ОI в сростаниях с Spl и самородного иридия, с гладкой индукционной границей между минералами. В то же время рядом в этом же зерне самородного иридия находится округлая вакуоль Crx (диопсид) + Spl + пентландит с ЭПГ в сростании с минералом — $\text{Ir}_2(\text{Ni,Fe})_4\text{S}_7$. Представляется, что граница вакуоли, заполненной Crx + Spl, также является индукционной относительно самородного иридия. В то время как форма пентландита + $\text{Ir}_2(\text{Ni,Fe})_4\text{S}_7$ подчинена структурному мотиву Crx. В этой связи последовательность кристаллических включений $\text{OI} \rightarrow \text{Spl} \rightarrow (\text{Ir, Pt}) \rightarrow \text{Crx} + \text{Spl} \rightarrow (\text{Fe, Ni, Pt})_{1-x}\text{S} + \text{Ir}_2(\text{Ni, Fe})_4\text{S}_7$ отражает кристаллизацию из растворов или расплавов. Впервые «ювелирные» ОI-включения были встречены и описаны в хромшпинелидах и минералах ЭПГ в мантийных перидотитах Корякского нагорья, а затем массиве Кондёр (Дмитренко, Мочалов, 1986; 1989). Недавно, на современном уровне ОI-включения из жильных хромититов массива Кондёр описал Е. В. Пушкарев с соавторами (2015).

Среди РМП *Pt > Pd-muna* встречаются кристаллические включения Crx, Ap, Mt, Bi, Chl, ильменита, титанита, перовскита (рис. 202, в–1), сульфидов Fe, Cu и Ni (Мочалов и др., 2007; Мочалов, 2016).

В РМП массива Кондёр отрицательные включения кубического и призматического облика представлены агрегатами различных минералов (рис. 202, г–ж). Мономинеральные агрегаты представляют в основном Srp, Chl и реже Am (тремолит, эденит). Для РМП *Pt > Ir-muna* дунитов и хромититов больше всего характерны отрицательные включения, в которых основное положение занимает Crx, Am и часто Phl, Ap, Chl, Srp (рис. 202, г, д). Состав их непостоянный, с существенными вариациями содержания Na, K, Fe, Al, Ti и Cr. В определенных случаях, особенно у РМП *Pt > Pd-muna*,

в отрицательных включениях встречаются Vt (рис. 202, е, ж), К-полевой шпат, плагиоклаз, реже нефелин, канкринит и натролит. Распространение той или иной группы минералов в отрицательных включениях в РМП предшествует появлению этих же минералов в минеральных агрегатах. Это свидетельствует, что образование флюидно-метаморфогенного или магматогенно-флюидно-метасоматического типов МПГ происходило при внедрении синмагматических флюидов пикритов, монцонитов, щелочной или гранитоидной магмы. Синмагматический флюид, с одной стороны, перераспределял ранние МПГ кумулятивной, перекристаллизованной, рекристаллизованной или метасоматизированной дунитовой матрицы и, с другой стороны, привносил характерные для той или другой магмы ЭПГ.

Классические, впервые установленные в мантийных лерцолитах, гарцбургитах и дунитах флюидно-метаморфогенные отрицательные включения кубического, октаэдрического и гексагонального облика МПГ с Chl, Srp и Am (рис. 202, б) (Дмитренко, Мочалов, 1989; 2011; Мочалов, 1986; 2001; Мочалов, Дмитренко, 1990; 2017) на массиве Кондёр не обнаружены. В формировании МПГ и Spl в мантийных перидотитах (рис. 202, б) принимал участие флюид мантийных магм, о чем свидетельствует изотопный состав кислорода: $\delta\text{O}^{18} = +6,7\%$ из первичного серпентина отрицательных включений. В массиве Кондёр образование МПГ происходило в процессах кристаллизации в малоглубинных участках Алданского щита (Геология..., 1994; Некрасов и др., 1994) пикритового (Симонов и др., 2011), монцонитового, щелочного и гранитоидного расплавов (Емельяненко, 1991ф.; Орлова, 1991) и метасоматических видоизменений дунитов (Богомолов, 1968). Собственная летучесть кислорода в РМП и сингентичных им Crx, Spl и вмещающем перекристаллизованном ОI оказывается между буферными равновесиями кварц-фаялит-магнетит и вюстит-магнетит. При высоких значениях температуры (выше 1000 °С) этот показатель аналогичен значениям летучести кислорода окислительно-восстановительного состояния основных магм в близповерхностных обстановках. В то же время при температурах ниже 800–850 °С собственная летучесть всех этих минералов оказывается близкой или ниже буферного равновесия железо-вюстит, что соответствует высвобождению железа из силикатов и указывает на условия образования РМП. Близость значений собственной летучести кислорода для РМП, субферрихромита, хромита, форстерита и хромдиопсида свидетельствует о том, что образование этих минералов происходило в близких окислительно-восстановительных условиях при относительно низких температурах ~850 °С (Кадик и др., 1998). Изотопный состав кислорода Spl, Crx, ОI в сростаниях с РМП массива Кондёр $\delta^{18}\text{O} = 3,1–5,2$ свидетельствует о том, что образование минералов происходило из

магматического флюида в ассоциации с паром формационных вод метеорного происхождения (Уханов и др., 1997). Это заключение также свидетельствует о близповерхностных обстановках формирования РМП дунитов массива Кондёр.

Недавно принципиальная возможность прямого определения возраста РМП была продемонстрирована Ю. А. Шуколюковым с коллегами в ИГГД РАН разработанным новым ^{190}Pt - ^4He методом (Шуколюков и др., 2012). Ввиду установленной высокой сохранности радиогенного гелия в минералах группы самородной платины появилась возможность оценить момент начала рудообразования ЭПГ и его этапы в ходе петрогенезиса силикатной матрицы. Возраст, полученный по тангенсу угла наклона изохроны, построенной по данным содержания ^{190}Pt и ^4He из 31 обр. РМП *Pt > Ir-*, *Pt > Os-* и *Pt > Pd-* типов массива Кондёр, составил 129 ± 6 млн лет. Это свидетельствует, что платинометальное рудообразование магматогенного, метаморфогенного и метасоматического генезиса осуществлялось синхронно-последовательно эволюции, сначала пикритового, а затем субщелочного и щелочного расплавов мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита, в достаточно узкий диапазон геологического времени, между титонским и готеривским веками (Мочалов, Якубович, 2016; Мочалов и др., 2016).

5.3.5. Заключение и выводы

В данной работе осуществлена попытка определить составляющие части всего многообразия МПГ дунитов щелочно-ультраосновного массива Кондёр. Дуниты массива являются продуктами кумулятивного полициклического образования ультраосновных (пикритовых) расплавов, в ходе своей эволюции испытывавшими неоднократные синмагматические рекристаллизационные и перекристаллизационные перестройки. Весьма усложняют конструкцию дунитов метасоматические изменения, обусловленные последовательными магматическими инъекциями монцонитовой, щелочной и гранитоидной серий.

Несмотря на сложную устроенность дунитов, возможно, удалось определить основные онтогенетические особенности (зарождение, развитие и видоизменение) РМП: 1) магматогенного *Pt-muna*; 2) магматогенно-флюидно-метасоматического *Pt-muna*; 3) магматогенно-флюидно-метасоматического *Pt > Os-muna*; 4) флюидно-метаморфогенного *Pt > Ir-muna*; 5) магматогенно-флюидно-метасоматического *Pt > Pd-muna*. Установлена способность ЭПГ реагировать на трансформации флюидов и преобразовывать РМП в псевдоморфозы. Благодаря псевдоморфозам РМП были

поделены на разновозрастные и генетические группы. Также разделению РМП способствовали исследования клинопироксенов в сростаниях с МПГ и их минералов-включений — идиоморфных и отрицательных кристаллов. Они позволили установить связь РМП с производными магматического, метаморфического и метасоматического состояния платиносодержащей силикатной матрицы.

Сделана попытка определить распространение МПГ главных минералогическо-геохимических типов дунитов в объеме всего эрозионного среза массива Кондёр. С этой целью был использован большой материал по исследованию «шлиховой платины» в уникальном месторождении платиновых металлов рек Кондёр - Уоргалан. В условиях формирования дунитов и пироксенитов показана главенствующая роль развития РМП *Pt > Ir-muna* при подчиненной *Pt > Os-* и *Pt-munov*, существенная доля которых (более 10 %) в ходе окончательного становления массива Кондёр была преобразована в МПГ *Pt > Pd-* типа.

Решению проблемы распространению МПГ магматогенного *Pt-muna*, магматогенно-флюидно-метасоматического *Pt-muna*; магматогенно-флюидно-метасоматического *Pt > Os-muna* и флюидно-метаморфогенного *Pt > Ir-muna* разнофациальных дунитов массива Кондёр, до их преобразования монцонитовой, щелочной и гранитоидной магматическими сериями, способствовали знания системы минералогии ЭПГ дунитов наиболее «просто» устроенного, «молодого» — мел-палеогенового кумулятивного полициклического габбро-пироксенит-дунитового массива Гальмозан Корякского нагорья.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Докембрийская геологическая история Земли и, в частности, вопросы геодинамики докембрия остаются в числе вопросов, являющихся краеугольными для понимания истории развития нашей планеты. Частью проблемы докембрийской тектоники является вопрос о начале проявления тектоники плит и о роли субдукции в формировании архейской континентальной коры. В монографии рассмотрены существующие представления, с акцентом на проявления вулканизма при образовании зеленокаменных поясов в палео- и мезоархее в связи с плюмами. Это не противоречит распространенным представлениям, что плейт-тектоника начала действовать с неоархея (например, *Condie, 2001; Хаун, Ломизе, 2005; Van Kranendonk, 2007; 1010; Bédard, 2013; и др.*). Подробно анализируется и другое представление (например, *Condie, Kröner, 2008*) о том, что переход от тектоники плюмов к плейт-тектонике не являлся глобальным событием. Обсуждается также точка зрения (например, *Hamilton, 1998; Stern, 2008*), что плейт-тектонический механизм активно реализовался на Земле только начиная с неопротерозоя.

Таким образом, в приведенных геологических примерах, в основном относящихся к территории бывшего СССР, для докембрийских комплексов предполагаются геодинамические режимы, аналогичные фанерозойским с различного рода исключениями и особенностями, связанными со спецификой термического состояния мантии и геодинамического развития литосферы на ранних стадиях развития Земли. В этом отношении наши данные не противоречат большинству геодинамических моделей, сочетающих, для небольших сегментов раннедокембрийской литосферы, «плюм» и «плейт-тектонические» режимы формирования. К фактам, имеющим принципиальное значение для понимания геодинамической природы раннего докембрия, отнесено существование высокого геотермического градиента в архее, связанного с большей скоростью теплогенерации на ранних стадиях развития Земли. Предполагается, что эти причины определили и высокую температуру архейской верхней мантии, на сотни градусов превышающую современную (*Richter, 1988; Herzberg, 1995*), что должно было привести к формированию более мощной океанической коры с высокой плавучестью, препятствующей ее субдукции.

Среди ранних ассоциаций пород Земли преобладают тоналит-трондьемиты, которые подробно рассмотрены в ряде глав. Несравнимо меньше пород ТТГ серии распространены древние ультраосновные породы: в заметном количестве они лишь в нескольких докембрийских структурах. Но сохранились они в виде разнообразных ксенолитов в кимбрелитовых трубках и/или интрузиях глубинного генезиса, что позволило рассмотреть различные аспекты из становления в связи с развитием процессов петрогенезиса в мантии и коре. Рассмотренные докембрийские ультрамафиты дают сведения о составе древней мантии, а также являются важным звеном для разработки геодинамических моделей формирования ранней коры. Информация об архейских ультрамафитах крайне мала и фрагментарна, хотя именно в этот период была сформирована большая часть коры архейских кратонов.

Важное значение в изучении докембрия имеют исследования, направленные на реконструкцию условий формирования и стратиграфического расчленения разновозрастных супракрустальных комплексов раннего и позднего докембрия территории России. Изучение литологических и геохимических особенностей супракрустальных пород позволяет получить данные о направленности эволюции состава крупных сегментов консолидированной континентальной коры — структурных элементов раннедокембрийских кратонов и сопряженных подвижных поясов, являвшихся как источниками алюмосиликокластики при формировании осадочных последовательностей, так и ассоциировавших с ними вулканических и магматических пород. Для отложений позднего докембрия важное значение приобретают палеонтологические методы стратиграфического расчленения и корреляции осадочных толщ, условия формирования которых реконструируются литологическими и геохимическими методами.

Говоря о докембрийской истории развития пород, нельзя обойтись без тщательного анализа изотопно-геохимических и изотопно-геохронологических методов изучения пород и минералов. Этим подходам была посвящена одна из наиболее объемных глав монографии.

В контексте эволюции процессов в коре и мантии рассмотрен авторский и литературный материал по некоторым вопросам металлогении, позволяющий оценить роль и значение фактора времени при формировании отдельных групп полезных ископаемых, связанных с основными и ультраосновными породами.

Надеемся, что выполненные нами исследования и представленные результаты помогут приблизиться к решению хотя бы небольшой части фундаментальных вопросов древней геологической истории Земли.

Благодарности

Научные результаты получены при финансовой поддержке РФФИ, проекты №№ 00-05-64920, 01-05-64909, 02-05-64822, 02-05-65052, 04-05-64421, 06-05-65160а, 07-05-00570ф, 07-05-00584, 08-05-90416укр-а, 09-05-00160а, 09-05-01137а, 10-05-00798-а, 10-05-9410, 11-05-00346а, 11-05-00813, 11-05-90417укр_ф_а, 12-05-00654а, 12-05-00678а, 13-05-00402, 14-05-00376а, 14-05-00415, 14-05-00642, 15-05-05035, 15-05-09095, 16-05-00486а, 16-05-01031а, 16-17-10186, 17-05-00254, 17-05-00265, 17-05-00361, 17-05-00418, 17-05-00483, 17-05-00498, 18-05-00718а, 18-55-53022; РФФИ № 17-17-001241; Программы Президиума и ОНЗ РАН № № 4, 6, 8, 19, 28, 30; Научной школы 615.05.2003; Гранта президента РФ НШ-3533.2008.5. Часть исследований была выполнена в рамках тем НИР ИГГД РАН №№ 0153-2015-0006, 0153-2015-0011, 0153-2018-0004, 0153-2018-0012, 0153-2018-0013 и ГИ КНЦ РАН № 0231-2015-0004.

СПИСОК ЦИТИРОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Авдонцев С.Н., Малич К.Н. Геодинамическая модель образования массивов кондерского комплекса // Геология и геофизика. 1989. № 7. С. 27–32.

Алексеев Н.А., Балаганский В.В., Зингер Т.Ф., Левченко О.А., Макеев А.Ф., Яковлева С.З. Позднеархейская история зоны сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона, Балтийский щит: новые изотопные данные // Доклады АН. 2004. Т. 397. № 3. С. 369–373.

Альтишулер З.С. Выветривание месторождений фосфатов – аспекты геохимии и среды // Фосфор в окружающей среде. Под редакцией Гриффита Э., Битона А., Спенсера Дж. и Митчела Д., 1977. Мир. С. 47–117.

Амирханов Х.И., Магатаев К.С., Брандт С.Б. Определение абсолютного возраста осадочных минералов радиологическими методами // Доклады АН СССР. 1957. Т. 117. № 4. С. 675–677.

Андреев Г.В. Кондёрский массив ультраосновных и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1987. 76 с.

Анисимова И. В., Козаков И. К., Ярмолюк В. В., Козловский А. М., Ковач В. П., Кудряшова Е. А., Саватенков В. М., Терентьева Л. Б., Федосеев А. М., Яковлева С. З., Энжин Г. Анортозиты докембрийских террейнов Центральной Азии – возраст, источники и геологическое положение (на примере Хунжилингольского массива Монголии) // Доклады АН. 2009. Т. 428. № 1. С. 80–86.

Апруб С.В., Левский Л.К. Исследование сохранности радиогенного аргона в глауконитах // Геохимия. 1976. № 1. С. 103–108.

Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Кучеровский Г.А., Егорова Ю.С., Скублов С.Г. О соответствии геологических данных и результатов датирования архейских пород U-Pb методом по циркону на примере Карельской провинции Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 2017. № 71. С. 5–22.

Арестова Н.А. Петрология архейской расслоенной интрузии базитов р. Лайрочей Водлозерского блока (ЮВ Карелия) / В кн.: Докембрий северной Евразии. Тезисы докладов. СПб.: ИГГД РАН, 1997. С. 4.

Арестова Н.А. Природа базальтов архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита: источники и геодинамические режимы формирования (на основе анализа геохимических данных) // Региональная геология и металлогения. 2008. № 36. С. 5–18.

Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Кучеровский Г.А. Корреляция процессов формирования архейской коры древнего Водлозерского домена (Балтийский щит) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 2. С. 1–13.

Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Матвеева Л.В., Кучеровский Г.А., Лепёхина Е.Н., Сергеев С.А. Новые данные о возрасте архейских пород Водлозерского домена (Балтийский щит) и их значение для геодинамических реконструкций // Доклады АН. 2012. Т. 442. № 1. С. 67–73.

Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 365 с.

Астафьева М.М., Фелицын С.Б., Алфимова Н.А. Бактериальная палеонтология неоархейских полосчатых железистых кварцитов Карелии и Кольского полуострова // Палеонтологический журнал. 2017. № 4. С. 1–11.

Балаганский В.В., Алексеев Н.Л., Хухма Х., Азимов П.Я., Левский Л.К., Пинькова Л.О. Происхождение базальных сланцев сумия и возраст метавулканитов лопия на границе архея и протерозоя в Кукасозерской структуре, Северо-Карельская зона карелид // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. № 4. С. 3–20.

Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Равнепротерозойская эволюция Балтийского щита: результаты террейнового анализа // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–28.

Балаганский В.В., Раевский А.Б., Мудрук С.В. Нижний докембрий Кейвского террейна, Балтийский щит: стратиграфический разрез или коллаж тектонических пластин? // Геотектоника. 2011. № 2. С. 32–48.

Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В., Конопелько Д.Л., Левченков О.А., Седова И.С., Шульдинер В.И. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 200 с.

Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В., Шульдинер В.И. Мейерский надвиг – главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье, Балтийский щит // Доклады АН. 1996. Т. 348. № 3. С. 353–356.

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Глебовицкий В.А., Левский Л.К., Кузьмина Е.К., Макеев А.Ф., Яковлева С.З. Длительность мигматитообразования в зоне гранулитовой фации метаморфизма свекофеннид Приладожья (ЮВ Балтийского щита) // Доклады АН. 2006. Т. 406. № 6. С. 797–800.

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009. 328 с.

Балтыбаев Ш.К., Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Юрченко А.В., Егорова Ю.С., Богомолов Е.С. Возраст и метаморфизм кристаллосланцев побужского гранулитового комплекса Украинского щита – древнейших вулканитов фундамента Восточно-Европейской платформы // Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 33–44.

Баянова Т.Б., Егоров Д.Г. U-Pb возраст полосчатой железорудной формации Кольского полуострова / В кн. Геология и полезные ископаемые Северо-Запада и Центра России. Апатиты. 1999. С. 19–24.

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.

Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.

Белолипецкий А.Ф., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А., Антонюк Е.С., Ильин Ю.И. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 238 с.

Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.–Л.: Изд. АН СССР, 1963. 322 с.

Березин А.В., Скублов С.Г. Эклогитоподобные апогаббровые породы Керетского архипелага (о-ва Сидоров и Большая Илейка, Белое море): особенности состава, условия и возраст метаморфизма // Петрология. 2014. Т. 22. № 3. С. 1–22.

Березин А.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Мельник А.Е., Богомолов Е.С. Новое проявление эклогитов в Беломорском подвижном поясе: геология, условия метаморфизма и изотопный возраст // Доклады АН. 2013. Т. 448. № 1. С. 64–75.

Березин А.В., Травин В.В., Марин Ю.Б., Скублов С.Г., Богомолов Е.С. Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) и P-T параметрах эклогитизации даек Fe-габбро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // Доклады АН. 2012. Т. 444. № 6. С. 644–649.

Берковский А.Н., Зильберштейн А.Х., Глебовицкий В.А., Семенов В.С., Шалаев В.С. Оценка давления давления магмы при внедрении на примере интрузивов Кивакка, Луккулайсваара, Ципринга (Северная Карелия) // Доклады АН. 1999. Т. 366. № 5. С. 660–663.

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайссон С., Шельд Т. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконового геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т. 12. № 3. С. 227–244.

Бибикова Е.В., Борисова Е.Ю., Другова Г.М., Макаров В.А. Метаморфическая история и возраст глиноземистых гнейсов Беломорского пояса Балтийского щита // Геохимия. 1997. № 9. С. 883–893.

Бибикова Е.В., Клаессон С., Глебовицкий В.А., Седова И.С., Ручьев А.М. Изотопное датирование свекофеннского этапа преобразования Беломорского пояса Балтийского щита // Геохимия. 2001. № 10. С. 1116–1119.

Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т., Степанов В.С., Борисова Е.Ю. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса. Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 115–140.

Богданов Ю.Б., Робонен В.И. Результаты деятельности региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Северо-Западу России (1984–2010) // Геология Карелии от архея до наших дней. Материалы докладов Всероссийской конференции. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2011. 220 с.

Богомолов М.А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите / В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968. С. 312–363.

Бурцева З.А., Ильвицкий М.М., Колбанцев Р.В., Танатар-Бараиш З.И., Веригин М.И. Геохимические особенности ультраосновных и основных интрузивных

комплексов Украинского щита (в связи с оценкой никеленосности). Л.: Недра, 1976. 152 с.

Бутвина В.Г. Экспериментальное изучение эколгитовой системы (гранат—омфациит) при 4.0—7.0 ГПа: моделирование условий формирования алмазносных эколгитов // Научно-исследовательские публикации. 2013. № 4. С. 68—89.

Бутвина В.Г., Бобров А.В., Литвин Ю.А. Экспериментальное изучение системы пироп—гроссу—ляр—альмандин при 6.5 ГПа и 1500°—1900°С // Доклады АН. 2001. Т. 379. № 5. С. 655—658.

Бушмин С.А., Глебовицкий В.А. Схема минеральных фаций метаморфических пород // Записки РМО. 2008. Ч. 137. Вып. 2. С. 1—13.

Бушмин С.А., Глебовицкий В.А., Пресняков С.Л., Савва Е.В., Щеглова Т.П. Новые данные о возрасте (SHRIMP II) протолита и палеопротерозойских преобразований архейского Кейвского террейна (Кольский полуостров) // Доклады АН. 2011. Т. 438. №2. С. 237—241.

Ван А.В., Предтеченская Е.А., Злобина О.Н. Продукты вулканизма в юрских отложениях Приуральской части Западно-Сибирской плиты / В кн.: Актуальные вопросы литологии. Материалы 8 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 56—58.

Васильева И.М., Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т., Ризванова Н.Г., Смирнова З.Б., Горохов И.М. Селективное растворение при изучении U—Pb систем рудных залежей магнетитов саткинской свиты Южного Урала / Тезисы докладов XXI Симпозиума по геохимии изотопов им. акад. А.П.Виноградова. 15—17 ноября 2016 г. ГЕОХИ РАН. М.: Акварель, 2016. С. 389—392.

Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // Доклады АН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310—313.

Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1. Палеонтология / Отв. ред. Б.С. Соколов, М.А. Федонкин. М.: Наука, 1985. 224 с.

Ветрин В.Р., Каменский И.Л., Баянова Т.Б., Тиммерман М., Беляцкий Б.В., Левский Л.К., Балашов Ю.А. Меланократовые включения и петрогенезис щелочных гранитоидов Понойского массива (Кольский полуостров) // Геохимия. 1999. № 11. С. 1178—1190.

Ветрин В.Р., Родионов Н.В. Геология и геохронология неархейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 578—600.

Волкова Н.А., Кирьянов В.В., Пятилетов В.Г., Рудаевская В.А., Трещенкова А.А., Файзулина З.Х., Янкаускас Т.В. Микрофоссилии верхнего докембрия Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 1. С. 23—29.

Володичев О.А., Слабунов А.И., Бибикина Е.В., Конилов А.Н., Кузнецов Т.И. Архейские эколгиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609—631.

Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н., Чумаков Н.М. Новые находки ранневендских микрофоссилий в уринской свите: пересмотр возраста патомского комплекса Средней Сибири // Доклады АН. 2008. Т. 419. № 6. С. 782—787.

Вревский А.Б. Кольско-Норвежская провинция. Архей. Ранний докембрий Балтийского щита / В кн. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб: Наука, 2005. С. 10—43.

Вревский А.Б. Особенности плюм-литосферных процессов в неорархее Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита (на примере Урагубской зеленокаменной структуры): I. Изотопно-геохимический состав и возраст коматиит-толеитовой ассоциации // Петрология. 2018. №2. С.

Вревский А.Б., Глебовицкий В.А., Гончаров А.Г., Никитина Л.П., Пушкарев Ю.Д. Континентальная литосферная мантия под разновозрастными структурами земной коры: химический состав, термальное состояние, эволюция // Вестник ОНЗ РАН. 2010. Т. 2. NZ6009. doi:10.2205/2010NZ000027.

Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Коваленко А.В., Арестова Н.А. Геологические, петрологические и изотопно-геохимические ограничения геодинамических моделей образования тоналит-гранодиоритовых ассоциаций древних кратонов // Геотектоника. 2010. № 4. С. 20—38.

Вревский А.Б., Львов П.А. Изотопный возраст и гетерогенность источников габбро-анортозитов массива Патчемварек (Кольский полуостров) // Доклады АН. 2016. Т. 469. № 2. С. 204—209.

Вревский А.Б., Матреничев В.А., Ружьева М.С. Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 587—617.

Вревский А.Б., Рыбаков С.И., Ефимов М.М., Сринивасан Р., Рао Б., Наха К. Сравнительный анализ геологического строения и развития зеленокаменных поясов Балтийского и Южно-Индийского щитов // Геотектоника. 1996. № 5. С. 43—54.

Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале // Труды Геологического комитета. 1913. Вып. 62. 694 с.

Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Часть II, III // Петроград: КЕПС АН СССР, 1923. 343 с.

Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 295 с.

Гаррис М.А., Гревцова А.П., Глухова Г.А. Геохронология позднедокембрийских магматитов западного склона Южного Урала / В кн.: Стратиграфия, литология и геохимия верхнего докембрия Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 17—27.

Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М., Полевая Н.И., Семихатов М.А. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд) / В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964. С. 431—456.

Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита). Масштаб 1:500 000. Гл. ред. Ф.П.Митрофанов. Апатиты. ГИ КНЦ РАН, 1996.

Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии (Ред. К.О. Кратц). Л.: Наука, 1978. 262 с.

Геология, петрология и рудоносность Кондёрского массива. М.: Наука, 1994. 180 с.

Герман Т.Н. Находки массивных скоплений трихомов в рифее / В кн.: Микрофитофоссилии протерозоя и раннего палеозоя СССР. Л., 1974. С. 6–10.

Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Позднерифейский возраст Хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии // *Геология и геофизика*. 2001. Т. 42. № 8. С. 1179–1185.

Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И., Пресняков С.Л., Бережная Н.Г., Толмачева Е.В., Саморукова Л.М., Сергеев С.А. Возраст станového комплекса Восточной Сибири по данным ионного микрозонда (SHRIMP-II) // *Доклады АН*. 2007. Т. 412. № 3. С. 365–368.

Глебовицкий В.А., Седова И.С., Саморукова Л.М. Особенности поведения редких и редкоземельных элементов при гранитизации и мигматизации эльгаканского комплекса (Восточная Сибирь, река Нюкжа) // *Доклады АН*. 2006. Т. 411. № 2. С. 231–234.

Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Овчинников Н.О., Пушкарев Ю.Д., Пестриков А.А., Бабушкина М.С. Верхняя мантия под архейскими кратонами: термальное состояние, химический состав, степень плавления (данные по глубинным ксенолитам) / В кн.: Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Иркутск: Наука, 2005. С. 80–97.

Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Салтыкова А.К., Овчинников Н.О., Бабушкина М.С., Егоров Н.К., Ащепков И.В. Вещественная неоднородность континентальной литосферной мантии под раннедокембрийскими и фанерзойскими структурами (по данным глубинных ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов) // *Геохимия*. 2007. № 11. С. 1169–1194.

Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г., Левский Л.К. Главная стадия плутоно-метаморфической активности в Приладожье: результаты определения изотопного возраста // *Доклады АН*. 2001. Т. 377. № 5. С. 667–671.

Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г. Время, длительность и P-T параметры полистадийного метаморфизма свекофеннид Приладожья (Балтийский щит) (по данным термобарометрии и U-Pb геохронометрии) // *Доклады АН*. 2002. Т. 384. № 5. С. 660–664.

Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Вревский А.Б., Пушкарев Ю.Д., Бабушкина М.С., Гончаров А.Г. Природа химической неоднородности континентальной литосферной мантии // *Геохимия*. 2009. № 9. С. 910–936.

Глебовицкий В.А., Саморукова Л.М., Седова И.С. Флюидные компоненты в минералах Тервусского гранитного массива (СЗ Приладожье) // *Записки ВМО*. 1997. Ч. СХХVI. № 3. С. 1–19.

Глебовицкий В.А., Седова И.С. Анатексис и формирование коровых магматических очагов: петрологические и геологические доказательства (Беломорская

и Свекофеннская провинции, Балтийский щит) // *Записки ВМО*. 1998. № 4. С. 5–26.

Глебовицкий В.А., Седова И.С. Специфика позднепалеопротерозойского ультраметаморфизма в Беломорском аллохтоне // *Доклады АН*. 2005. Т. 401. № 1. С. 62–66.

Глебовицкий В.А., Седова И.С., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Ризванова Н.Г., Саморукова Л.М. U-Pb возраст автохтонных палеопротерозойских чарнокитов Алданского щита // *Доклады АН*. 2012. Т. 443. № 6. С. 700–706.

Глебовицкий В.А., Седова И.С., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Саморукова Л.М. Древнейшее метаморфическое событие Алданского гранулитового ареала (Восточная Сибирь): результаты локального датирования цирконов ультраметаморфогенных гранитоидов // *Доклады АН*. 2010. Т. 431. № 6. С. 797–801.

Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Толмачева Е.В., Саморукова Л.М. Геохимия и геохронология мигматитов Курультино-Нюкжинского сегмента и проблемы корреляции метаморфических событий в Джугджуро-Становой складчатой области (Восточная Сибирь) // *Петрология*. 2008. Т. 16. № 6. С. 584–612.

Глебовицкий В.А., Седова И.С., Саморукова Л.М. Выявление источников магматических гранитоидных комплексов Свекофеннского тектоно-метаморфического цикла по данным геохимии редкоземельных элементов (Северное Приладожье) // *Доклады АН*. 2003. Т. 389. № 3. С. 365–368.

Глебовицкий В.Г., Седова И.С., Бережная Н.Г., Пресняков С.И., Саморукова Л.М. Возраст мигматитов станového комплекса Восточной Сибири по результатам датирования цирконов U-Pb методом (SHRIMP-II) // *Доклады АН*. 2008. Т. 420. № 1. С. 80–84.

Головенко В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 286 с.

Голубев А.И., Светов С.А., Светова А.И. Сумийские (2.55–2.40 млрд. лет) андезибазальтовые ассоциации центральной Карелии // *Электронный журнал "ИССЛЕДОВАНО В РОССИИ"*. 2002. С. 905–913.

Голубкова Е.Ю. Микрофоссилии эдиакарского комплекса акантоморфной палинофлоры Восточной Сибири / В кн.: Современная микропалеонтология. Труды XV Всерос. микропалеонтологического совещания (12–16 сентября 2012 г., Геленджик). Москва. 2012. С. 480–484.

Голубкова Е.Ю., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Довжикова Е.Г., Маслов А.В. Микрофоссилии и Rb-Sr возраст глауконитов в опорном разрезе верхнего протерозоя северо-востока Русской плиты (скв. Кельтменская-1) // *Доклады АН*. 2015. Т. 462. № 4. С. 444–448.

Голубкова Е.Ю., Кузнецов А.Б. Таксономическое разнообразие и корреляция эдиакарских комплексов акантоморфной палинофлоры мира / В кн.: Водоросли в эволюции биосферы (Отв. ред. С.В. Рожнов). Сер. "Гео-биологические процессы в прошлом". Москва: ПИН РАН, 2014. С. 119–140.

Голубкова Е.Ю., Раевская Е.Г., Кузнецов А.Б. Нижневендские комплексы микрофоссилий Восточной Сибири в решении стратиграфических проблем региона // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2010. Т. 18. № 4. С. 3–27.

Горожанин В.М., Губеева Л.В. Rb-Sr изотопное датирование глинистых сланцев из нижних горизонтов венда (Южный Урал) / В кн.: Геология докембрия Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 39–49.

Горожанин В.М., Кутявин Э.П. Рубидий-стронциевое датирование глауконита укской свиты // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БНЦ АН СССР, 1986. С. 60–63.

Горохов И.М. Rb-Sr изотопная диагностика полистадийной эволюции иллита в верхнепротерозойских глинистых породах // Доклады АН. 1996. Т. 348. № 5. С. 647–651.

Горохов И.М., Мельников Н.Н., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Турченко Т.Л. Sm-Nd систематика тонкозернистых фракций нижнекембрийских «синих глин» Северной Эстонии // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 5. С. 536–551.

Горохов И.М., Мельников Н.Н., Негруца В.З., Турченко Т.Л., Кутявин Э.П. Полистадийная эволюция иллита в верхнепротерозойских аргиллитах п-ова Средний, Мурманское побережье Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 2. С. 188–207.

Горохов И.М., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Кутявин Э.П. Rb-Sr систематика пелитовых фракций в нижнерифейских аргиллитах: усть-ильинская свита, Анабарский массив, Северная Сибирь // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 5. С. 530–539.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Аракелянц М.М., Фаллик Э.А., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Ивановская Т.А., Зайцева Т.С., Кутявин Э.П. Rb-Sr, K-Ag, H- и O-изотопная систематика среднерифейских аргиллитов дебенгдинской свиты Оленекского поднятия (Северная Сибирь) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 42–58.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Сочава А.В., Турченко Т.Л. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995а. Т. 3. № 1. С. 3–33.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Турченко Т.Л., Петров П.Ю., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. Rb-Sr геохронология вендских аргиллитов старореченской свиты (Анабарский массив, Северная Сибирь) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 5. С. 16–27.

Горохов И.М., Яковлева О.В., Семихатов М.А., Ивановская Т.А. Rb-Sr и K-Ag возраст и мессбауэровские спектры глобулярных слоистых силикатов глауконитового ряда: дебенгдинская свита среднего рифея Оленекского поднятия, Северная Сибирь // Литология и полезные ископаемые. 1995б. № 6. С. 615–631.

Горохов И.М., Яковлева О.В., Семихатов М.А., Мельников Н.Н., Ивановская Т.А., Кутявин Э.П. “Омоложенный” Al-глауконит в пограничных венд-кембрийских отложениях Подольского Приднестровья (Украина): Rb-Sr и K-Ag систематика и ⁵⁷Fe мессбауэровские спектры // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 6. С. 616–635.

Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Львов: Изд-во Львовского университета, 1961. 284 с.

Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов. Индивиды. М.: Наука, 1975. 340 с.

Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М: Научный мир, 2000. 299 с.

Гроховская Т.Л., Ключин С.Ф. Процессы концентрирования платиновых металлов в расслоенном интрузиве Луккулайсваара (Северная Карелия) / В кн.: Геология и генезис месторождений платиновых металлов (Ред. Лаверов Н.П. и Дистлер В.В.) М.: Наука, 1994. С. 126–143.

Груевич Д.В., Половянкин А.А. Сульфидные полиминеральные Pt-Pd руды массива Кондёр, Хабаровский Край: геологическая позиция / В кн.: Проблемы геологии и эксплуатации месторождений платиновых металлов. СПб: Изд-во СПГУ – ФГУП НТЦ «Информрегистр», 2016. С. 27–47.

Дайняк Л.Г., Букин А.С., Дриц В.А. Интерпретация мессбауэровских спектров диоктаэдрических Fe³⁺-содержащих слоистых силикатов // Кристаллография. 1984. Т. 29. № 2. С. 304–322.

Дервиц А.Л., Мочалов А.Г., Уханов А.В. Изотопный состав водорода платиновых малахитовых жил на щелочно-ультраосновном массиве Кондер (Хабаровский край) // Геохимия. 1999. № 9. С. 1009–1011.

Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Наука, 1969. 344 с.

Диагностика вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Материалы Российского совещания с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2012. 204 с.

Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Акцессорные и рудообразующие хромшпинелиды некоторых дунит-перидотитовых массивов Корякского нагорья // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1986. № 5. С. 569–581.

Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г. О происхождении включений водосодержащих силикатов в платиноидных минералах и хромшпинелидах ультрамафитов // Доклады АН СССР. 1989. Т. 307. № 5. С. 1207–1211.

Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г. Решающие критерии флюидно-метаморфогенного образования минералов платиновой группы в остаточных ультраосновных комплексах офиолитов / В кн.: Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: VII Косыгинские чтения: материалы всероссийской конференции, 12–15 сентября 2011, г. Хабаровск. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2011. С. 554–558.

Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Бочаров В.Л. Вариации состава хромшпинелидов в альпинотипных ультрамафитах Корякского нагорья // Геология рудных месторождений. 1987. № 2. С. 38–45.

Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Горячева Е.М. Химические составы породообразующих и акцессорных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. Ч. 1. 66 с., Ч. 2. 60 с.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика // Новосибирск: СО РАН, 2001. 409 с.

Дриц В.А., Ивановская Т.А., Сахаров Б.А., Звягина Б.Б., Дерковски А., Горькова Н.В., Покровская Е.В., Савичев А.Т., Зайцева Т.С. Природа структурно-кристаллохимической неоднородности глауконита с повышенным содержанием Mg (рифей, Анабарское поднятие) // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 6. С. 620–643.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 465. М.: Наука, 1991. 177 с.

Дриц В.А., Сахаров Б.А., Ивановская Т.А., Покровская Е.В. Микроуровень кристаллохимической гетерогенности докембрийских глобулярных диоктаэдрических слюдистых минералов // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 6. С. 552–580.

Друбецкой Е.Р., Спрингсон В.Д. Новый комплекс аппаратуры для изотопного анализа аргона / В кн.: Методические проблемы ядерной геологии. Л.: Наука, 1982. С. 121–129.

Егорова С.В., Степанова А.В. Палеопротерозойские габбронориты северной части Беломорского подвижного пояса – новые данные о минеральном составе и химизме // Труды Карельского научного центра РАН. 2012. № 3. С. 56–64.

Егорова Ю.С. Санукитоиды Фенно-Карельской провинции Балтийского щита: геология, состав, источники. Автореферат канд. геол.-мин. наук. С.-Петербург. 2014. 20 с.

Ельянов А.А., Моралев В.М. Новые данные о возрасте массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Доклады АН СССР. 1961. Т. 141. № 3. С. 687–689.

Емельяненко Е.П., Масловский А.Н., Залищак Б.Л., Ленников А.М. Закономерности размещения рудной минерализации на Кондерском щелочно-ультраосновном массиве / В кн.: Геологические условия локализации эндогенного оруденения. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 100–113.

Епифанова Т.А., Казанов О.В., Саватенков В.М. Источники вещества рудоносных пород расслоенного массива Луккулайсваара: результаты Sm-Nd изотопии / В кн.: Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии. Материалы IVIII молодежной конференции, посвященной памяти К.О.Кратца. СПб. 2007. С. 222–225.

Жариков В.А. Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вестник МГУ. Сер. Геология. 1996. № 4. С. 3–13.

Жариков В.А., Ходоревская Л.И. Гранитообразование по амфиболитам // Петрология. 2006. Т. 14. № 4. С. 339–357.

Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1983. 93 с.

Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1983. 93 с.

Зайцева Т.С., Головин Д.И., Горохов И.М., Фаллик Э.Е., Кузнецов А.Б., Турченко Т.Л. К-Аг и О-изотопная систематика аргиллитов басинской свиты (Юж-

ный Урал) / В кн.: Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии, Санкт-Петербург, 2–4 июня 2009 г. СПб: ИП Каталкина, 2009. Т. 1. С. 195–197.

Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Мельников Н.Н., Аракелянц М.М., Яковлева О.В. Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный (Rb-Sr, K-Ar) возраст верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 3–25.

Зайцева Т.С., Горохов И.М., Семихатов М.А., Ивановская Т.А., Кузнецов А.Б., Доржиева О.В. Rb-Sr и K-Ar возраст глобулярных слоистых силикатов и биостратиграфия рифейских отложений Оленекского поднятия (Северная Сибирь) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. № 6. Стр. 3–29.

Зайцева Т.С., Ивановская Т.А., Горохов И.М., Звягина Б.Б., Мельников Н.Н., Яковлева О.В. Минералогия, мессбауэровские характеристики и K-Ar возраст глауконита из нижнекембрийских отложений Западной Литвы // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 4. С. 403–415.

Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Константинова Г.В., Мельников Н.Н. Rb-Sr возраст вендских глауконитов бакеевской свиты Южного Урала / В кн.: Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. 2–5 июня 2015 г., СПб, ИГГД РАН. СПб: Springer, 2015. С. 94–95.

Зайцева Т.С., Семихатов М.А., Горохов И.М., Сергеев В.Н., Кузнецов А.Б., Ивановская Т.А., Мельников Н.Н., Константинова Г.В. Изотопная геохронология и биостратиграфия рифейских отложений Анабарского массива, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 3–29.

Зильберштейн А.Х., Глебовицкий В.А., Семенов В.С., Великославинский С.Д. Неоднородность деформации в магматических интрузивах, возникающая при остывании и декомпрессии, и её влияние на распределение флюида // Доклады АН. 1999. Т. 366. № 4. С. 519–522.

Зильберштейн А.Х., Каменцев И.Е., Каминская Т.Н., Шихобалов Л.С., Арсеньева Т.А. Влияние пластического сжатия на оптические и механические свойства кристаллов слюды // Записки ВМО. 1988. Ч. 117. № 1. С. 103 – 111.

Зильберштейн А.Х., Семенов В.С., Семенов С.В., Глебовицкий В.А., Деч В.Н. Дополнительные фазы внедрения в магматическую камеру, эффект гидравлического удара (на примере интрузива Луккулайсваара, Северная Карелия) // Физика Земли. 2014. № 1. С. 157–161.

Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: минералогия, петрология, генезис. Екатеринбург: УрГУ, 1997. 488 с.

Ивановская Т.А. Глобулярные слоистые силикаты глауконит-иллитового состава в отложениях дебенгдинской свиты (средний рифей, Оленекское поднятие) // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 6. С. 101–113.

Ивановская Т.А., Зайцева Т.С., Горохов И.М., Константинова Г.В. Минералогическое, мессбауэровское и изотопно-геохронологическое изучение верхне-

рифейских Al-глауконитов (Кильдинская серия, п-ов Средний) // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 5. Стр. 526–538.

Ивановская Т.А., Зайцева Т.С., Звягина Б.Б., Сахаров Б.Б. Структурно-кристаллохимические особенности глобулярных слоистых силикатов глауконит-иллитового состава (поздний протерозой, Северная Сибирь) // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 6. С. 562–584.

Ивановская Т.А., Звягина Б.Б., Зайцева Т.С. Вторичные изменения глобулярных и пластинчатых слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда в докембрийских и венд-кембрийских отложениях // Литология и полезные ископаемые. 2017. № 5. С. 420–444.

Ивановская Т.А., Звягина Б.Б., Сахаров Б.А., Зайцева Т.С., Покровская Е.В., Доржиева О.В. Глобулярные слоистые силикаты глауконит-иллитового состава в отложениях верхнего протерозоя и нижнего кембрия // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 6. С. 510–537.

Ивановская Т.А., Кац А.Г., Флорова З.Б., Ципурский С.И., Яковлева О.В. Стрoение и литолого-минералогические особенности базальной части нижнего рифея Оленекского поднятия (осорхатинская свита) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1. № 4. С. 84–92.

Ильвицкий М.М., Колбанцев Р.В. Особенности состава оливина различных гипербазитсодержащих формаций // Доклады АН. 1968. Т. 179. № 6. С. 1428–1431.

Интернет-ресурс <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>, ©Max Planck Institute for Chemistry Mainz, Germany.

Кадик А.А., Жаркова Е.В., Мочалов А.Г. Окислительно-восстановительные условия формирования изоферроплатины щелочно-ультраосновного массива Кондёр // Доклады АН. 1998. Т. 358. № 2. С. 244–247.

Казаков Г.А. Исследование пригодности глауконитов для определения абсолютного возраста осадочных пород / В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М.: Наука, 1964. С. 539–552.

Каменева М.Ю., Базарова С.Б., Пальчик Н.А. Соотношение рентгеновских характеристик с химическим составом минералов группы глауконита / В кн.: Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981. С. 41–55.

Каретников А.С. К проблеме определения возраста массива Кондер // Тихоокеан. геология. 2005. № 4. С. 76–83.

Карстен Л.А., Иванов К.С., Маслов А.В., Банквич П., Дульски П. Природа мажакской вулканогенно-осадочной ассоциации Башкирского мегантиклинория: новые геохимические данные / В кн.: Рифей Северной Евразии. Общие проблемы стратиграфии. УрО. РАН, 1997. С. 155–166.

Кассандров Э. Г. Краснополосчатые джеспилиты Алтая и их значение для расшифровки генезиса докембрийских железистых кварцитов и скарново-магнетитовых месторождений. Новосибирск: Изд-во СНИИГиМС, 2010. 165 с.

Каталог органических остатков позднего докембрия юга Восточной Сибири (Иркутская область, Бурятская АССР, Якутская АССР, север Читинской области). Часть 1 / Отв. ред. Т.А. Дольник. 1990. 135 с.

Каулина Т.В., Япаскурт В.О., Пресняков С.Л., Савченко Е.Э., Симакин С.Г. Метаморфическая эволюция архейских эглогитоподобных пород района Широкой и Узкой Салмы (Кольский полуостров): геохимические особенности циркона, состав включений и возраст // Геохимия. 2010. № 9. С. 926–945.

Каурова О.К., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. U-Th-Pb систематика докембрийских карбонатных пород: определение возраста формирования и преобразования карбонатных осадков // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 3. С. 27–44.

Кац М.Я., Шутов В.Д., Дриц В.А., Шанин Л.В., Аракелянц М.М. Факторы, определяющие аномальные значения возраста глауконита // Доклады АН СССР. 1974. Т. 219. № 1. С. 208–211.

Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горожанин В.М. Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 119–124.

Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. М.: Недра, 1997. 248 с.

Клюнин С.Ф., Гроховская Т.Л., Захаров А.А., Соловьева Т.В. Геология и перспективы платиноносности Олангской группы массивов (Северная Карелия) / В кн.: Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 111–126.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Томуртого О., Антипин В.С., Ковач В.П., Котов А.Б., Кудряшова Е.А., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Геодинамика и коробразующие процессы ранних каледонид Баянхонгорской зоны (Центральная Монголия) // Геотектоника. 2005. № 4. С. 55–76.

Ковач В.П., Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Терентьева Л.Б. Этапы формирования и эволюции континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: II. Геохимические и Nd-изотопные данные // Петрология. 2013. Т. 21. № 5. С. 451–469.

Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: Изд-во Кар.НЦ РАН, 2000. 222 с.

Кожевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л., Лепёхина Е.Н., Антонов А.В., Сергеев С.А. Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 19–40.

Кожевников В.Н., Скублов С.Г. Детритовые цирконы из архейских кварцитов Маткалахтинского зеленокаменного пояса. Карельский кратон // Доклады АН. 2010. Т. 430. № 5. С. 681–685.

Кожевников В.Н., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Медведев П.В., Сыстра Ю., Валенсиа В. Хадей-архейские детритовые цирконы из ятулийских кварцитов и конгломератов Карельского кратона // Доклады АН. 2010. Т. 431. № 1. С. 85–90.

Козаков И.К., Ковач В.П., Бибикина Е.В., Кирнозова Т.И., Лыхин Д.А., Плотикина Ю.В., Толмачева Е.В., Фугзан М.М., Эрдэнэжаргал Ч. Позднерифейский

этап формирования кристаллических комплексов Дзабханского микроконтинента: геологические, геохронологические и Nd-изотопно-геохимические данные // *Петрология*. 2014. Т. 22. № 5. С. 516–545.

Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Фугзан М.М., Эрдэнэжаргал Ч., Лебедев В.И., Энжин Г. Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // *Петрология*. 2011. Т. 19. № 4. С. 445–464.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Вонг Т., Диденко А.Н., Плоткина Ю.В., Подковыров В.Н. Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2007. Т. 15. № 2. С. 3–24.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Анисимова И.В., Козловский А.М., Плоткина Ю.В., Мыслова Т.А., Федосеев А.М., Яковлева С.З., Сугоракова А.М. Вендский этап в формировании раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2008. Т. 16. № 4. С. 14–39.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Федосеев А.М., Яковлева С.З. Эрдэнэжаргал Ч. Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: 1. Геологические и геохронологические данные // *Петрология*. 2013. Т. 21. № 3. С. 227–246.

Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Козловский А.М., Плоткина Ю.В., Фугзан М.М., Лебедев В.И., Эрдэнэжаргал Ч. Раннебайкальский кристаллический комплекс в фундаменте Дзабханского микроконтинента раннекаледонской складчатой области Центральной Азии // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2012. Т. 20. № 3. С. 3–12.

Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.

Козлов В.И., Горожанин В.М. К вопросу о выделении бакеевской свиты и о возрасте базальных слоев ашинской серии Южного Урала // *Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты* (ред. В.И.Козлов). Уфа: УНЦ РАН, 1993. С. 14–23.

Козлов В.И., Краснобаев А.А., Козлова Е.В., Сергеева Н.Д., Генина Л.А., Ларионов Н.Н., Михайлов П.Н. Стратиграфия рифея в стратотипическом разрезе Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. 38 с.

Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Нехорошева А.Г., Бушарина С.В. Аршиний – новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала // *Геол. Сборник*. № 9. ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 3–8.

Колесников М. П. Формы кремния в растениях // *Успехи биологической химии*. 2001. Т. 41. С. 301–332.

Колосов П.Н. Позднедокембрийские микроорганизмы востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. 84 с.

Колосова С.П. Древнейшие акантоморфиты востока Сибирской платформы / В кн.: *Органический мир и стратиграфия отложений нефтегазоносных и ру-*

доносных районов Якутии. Якутск: Якутский ин-т геол. наук СО АН СССР, 1990. С. 2–45.

Колосова С.П. Позднедокембрийские шиповатые микрофоссилии востока Сибирской платформы // *Альгология*. 1991. Т. 1. № 2. С. 53–59.

Константинов М., Данковцев Р., Симкин Г., Черкасов С. Глубинная структура Северо-Енисейского золоторудного района (Россия) и положение и рудных месторождений // *Гология рудных месторождений*. 1999. № 41. С. 425–436.

Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.

Коптев-Дворников Е. В., Киреев Б. С., Пчелинцева Н. Ф., Хворов Д. М. Распределение кумулятивных парагенезисов, породообразующих и второстепенных элементов в разрезе Кивакского интрузива // *Петрология*. 2001. № 6. С. 31–52.

Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1952. № 2. С. 56–69.

Кориковский С.П. Проградные преобразования габбро-норитов при эклогитизации в температурном интервале 600–700°C // *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46. № 12. С. 1352–1366.

Кориковский С.П. Проградные преобразования умеренно-барических амфиболитов в ходе их эклогитизации // *Петрология*. 2009. Т. 17. № 4. С. 339–354.

Кориковский С.П. Фации глубинности среднетемпературных коровых эклогитов в Р-Т поле стабильности кислого плагиоклаза / Тезисы докладов Международной конференции к 100-летию Н.А. Елисева. СПб. 1998. С. 5.

Кориковский С.П., Мирчовский В., Закариадзе Г.С. Метаморфическая эволюция и состав протолита плагиоклазсодержащих эклогит-амфиболитов Бучимского блока Сербско-Македонского массива, Македония // *Петрология*. 1997. Т. 5. № 6. С. 596–613.

Кориш Е.Х., Савко К.А. Геохимия высокоуглеродистых сланцев Тим-Ястребовской структуры (Воронежский кристаллический массив) // *Вестник ВГУ. Серия геология*. 2010. № 2. С. 108–116.

Королев Н.М. Петрология и модель образования эклогитов из литосферной мантии кратона Кассаи (С.-В. Ангола). Автореферат канд. геол.-мин. наук. СПб. 2015. 20 с.

Королев Н.М., Марин Ю.Б., Никитина Л.П., Зинченко В.Н., Шиссуна У.М. Высокониобиевый рутил из верхнемантийных эклогитовых ксенолитов алмазноносной кимберлитовой трубки Катока, Ангола // *Доклады АН*. 2014. Т. 454. № 2. С. 207–210.

Коссовская А.Г., Дриц В.А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдястых минералов осадочных пород. Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. 320 с.

Костицын Ю.А. Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам // *Петрология*. 2004. Т. 12 № 5. С. 451–466.

Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной земной коры Алданского щита / Диссертация в виде научно-доклада. СПб.: Изд. СПбГУ, 2003. 78 с.

Котова Л.Н., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Подковыров В.Н., Саватенков В.М. Источники и области сноса метатерригенных пород ладожской серии (Свекофеннский складчатый пояс, Балтийский щит): результаты геохимических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 1. С. 3–22.

Котова Л.Н., Подковыров В.Н. Раннепротерозойские ортопороды в свекокарелидах пояса Саво, Западное Приладожье: геохимические особенности // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 5. С. 3–21.

Котова Л.Н., Подковыров В.Н. Туфогенные образования калевиа Северо-Западного Приладожья по геохимическим данным / В кн.: Эволюция осадочных процессов в истории Земли. Материалы 8-го Всероссийского литологического совещания. М.: РГУ нефти и газа им. И.М.Губкина, 2015. Т. I. С. 369–371.

Котова Л.Н., Подковыров В.Н., Граунов О.В. Геохимия терригенных и туфогенных метаосадков калевиа Ладожского региона / В кн.: Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. Т. II. С. 72–75.

Котова Л.Н., Подковыров В.Н., Граунов О.В. Литогеохимия тонкозернистых обломочных пород венда Непского свода Сибирской платформы // Литосфера. 2016. № 1. С. 74–87.

Кочнев Б.Б., Голубкова Е.Ю., Покровский Б.Г. Микрофоссилии в стратиграфии венда внутренних районов Сибирской платформы / В кн.: Современные проблемы и палеонтология. Материалы LXI сессии Палеонтологического общества при РАН (13–17 апреля 2015 г., Санкт-Петербург). СПб. 2015а. С. 58–60.

Кочнев Б.Б., Карлова Г.А. Новые данные по биостратиграфии немакит-далдынского яруса венда юга Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 5. С. 28–41.

Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Кузнецов А.Б., Марусин В.В. С- и Sr-изотопная хемотратиграфия карбонатных отложений венда-нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 731–755.

Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Прошенкин А.И. Верхнененопротерозойский гляциокомплекс центральных областей Сибирской платформы // Доклады АН. 2015б. Т. 464. № 4. С. 448–451.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Сергеева Н.Д., Падерин И.П. Цирконовая геохронология машакских вулканитов и проблема возраста границы нижний-средний рифей (Южный Урал) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 5. С. 3–20.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Ларионов А.Н., Нехорошева А.Г., Бережная Н.Г. Полигенно-полихронная цирконология и проблема возраста Барангуловского габбро-гранитного комплекса // Доклады АН. 2007. Т. 416. № 2. С. 241–246.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Литосфера. 2012. № 4. С. 127–139.

Красный Л. И. Геолого-минерагеническая карта Мира. Объяснительная записка. Ч. 2. Минерально-сырьевые ресурсы континентов и активных транзиталей // Изд. СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2000. 34 с.

Криволицкая Н.А., Беляцкий Б.В., Смолькин В.Ф., Мамонтов В.П., Фаныгин А.С., Свирская Н.М. Геохимические особенности массивов друзитового комплекса центральной части Беломорского подвижного пояса: II. Исследование самарий-неодимовой изотопной системы в породах и уран-свинцовой системы в цирконах // Геохимия. 2010. № 11. С. 1132–1153.

Крупенин М.Т., Гараева А.А., Клюкин Ю.И., Балтыбаев Ш.К., Кузнецов А.Б. Флюидный режим магнетитового метасоматоза на Саткинских месторождениях Южно-Уральской провинции (термокриометрия флюидных включений) // Литосфера. 2013. № 2. С. 120–134.

Крупенин М.Т., Кольцов А.Б. Геологическое строение, состав и физико-химическая модель образования месторождений кристаллического магнетита Южного Урала // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 1. С. 17–40.

Крылов Д.П. Аномальные отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в корундсодержащих породах Хитоострова (Северная Карелия) // Доклады АН. 2008. Т. 419. № 4. С. 533–536.

Крылов Д.П., Глебовицкий В.А. Изотопный состав кислорода и природа флюида при образовании высокоглиноземистых корунд-содержащих пород Дядиной Горы (Северная Карелия) // Доклады АН. 2007. Т. 412. № 5. С. 679–681.

Крылов Д.П., Глебовицкий В.А., Скублов С.Г., Толмачева Е.В. Редкоземельные и редкие элементы в разновозрастных цирконах из корундсодержащих пород Хитоострова (Северная Карелия) // Доклады АН. 2012. Т. 443. № 3. С. 352–357.

Крылов Д.П., Сальникова Е.Б., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Анисимова И.В. Возраст и происхождение корундсодержащих пород о-ва Хитоостров, Северная Карелия // Петрология. 2011. Т. 19. № 1. С. 80–88.

Крымский Р.Ш., Сергеев Д.С., Брюгманн Г.Э., Шевченко С.С., Антонов А.В., Беляцкий Б.В., Капитонов И.Н., Сергеев С.А. Опыт изучения изотопного состава осмия и распределения элементов платиновой группы в перидотитах литосферной мантии Восточной Антарктиды // Региональная геология и металлогения. 2011. № 46. С. 51–60.

Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Семихатов М.А., Мельников Н.Н., Козлов В.И. Изотопный состав стронция в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Доклады АН. 1997. Т. 353. № 2. С. 249–254.

Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т., Горохов И.М., Маслов А.В., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. Изотопный состав Sr в нижнерифейских карбонатных породах магнетитсодержащей саткинской свиты, Южный Урал // Доклады АН. 2007. Т. 414. № 2. С. 233–238.

Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Маслов А.В. Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст известняков бакаль-

ской свиты (типовой разрез нижнего рифея, Южный Урал) // Доклады АН. 2003. Т. 391. № 6. С. 794–798.

Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Васильева И.М., Гороховский Б.М., Маслов А.В. Sr изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижне-рифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16–34.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хемотратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. Изотопный состав стронция в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 3–39.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацлло А.В., Орлов С.Ю., Голованова И.В., Донукалов К.Н., Ипатьева И.С. Первые результаты массового U/Pb_изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала: палеогеографический и палеотектонический аспекты // Доклады АН. 2012. Т. 447. № 1. С. 73–79.

Куликов В.С., Симон А.К., Куликова В.В., Самсонов А.В., Кайряк А.И., Ганин В.А., Зудин А.И. Эволюция магматизма Водлозерского блока Карельской гранит-зеленокаменной области в архее / В кн.: Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 92–100.

Куртов Г.С. К методике определения первичной природы метаморфических пород по химическому составу // Литология и полезные ископаемые. 1980. № 5. С. 138–152.

Кучеровский Г.А. Моделирование условий образования Остерской интрузии габбро-анортозитов (Сегозерско-Ведлозерский зеленокаменный пояс, Водлозерский домен, Карелия) и основные геологические выводы / Материалы XXIV конференции молодых учёных памяти К.О.Кратца. Апатиты. 2013. С. 59–62.

Кучеровский Г.А., Н.А.Арестова Н.А., Матвеева Л.В. Чекулаев В.П. Лепёхина Е.Н. Геология и петрология и возраст архейских мафитовых даек в районе Палая Ламба / В кн.: Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Материалы Всероссийской конференции, посвящённой 150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г.М.Саранчиной. СПбГУ. 2012. Т. 1. С. 353–355.

Лавров М. М. Гипербазиты и расслоенные перидотит-пироксенит-гббро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л. 1979. С. 136.

Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. С-Пб.: Наука, 2011. 367 с.

Лебедев М.В., Чернова Л.С. Фациальные модели терригенных отложений венда северо-востока Непско-Ботуобинской антеклизы (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 10. С. 51–64.

Левский Л.К. Атмосферный ксенон в космических объектах: космохимические и геохимические следствия // Геохимия. 1995. № 9. С. 1251–1261.

Левский Л.К. Изотопная космогония // Природа. 1988. № 8. С. 11–19.

Левский Л.К. Поиск протоземного вещества // Природа. 1987. № 9. С. 30–31.

Леммлейн. Г. Г., Клевцов П. В. Соотношения термодинамических параметров для воды и 30%-ных водных растворов NaCl // Зап. ВМО. 1956. Вып. 4. С. 23–35.

Литасов К.Д. Физико-химические условия плавления мантии Земли в присутствии С-О-Н флюида по экспериментальным данным // Геология и геофизика. 2011. Т. 51 (5). С. 475–492.

Литасов К.Д., Шацкий А.Ф., Похиленко Н.П. Фазовые соотношения и плавление в системах перидотит- $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ и эклогит- $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ при давлениях 3–27 ГПа // Доклады АН. 2011. Т. 437. № 5. С. 498–502.

Литвин Ю.А. Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли // М.: Наука, 1991. 311 с.

Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К., Артеменко Г.В., Богомолов Е.С., Юрченко А.В., Степанюк Л.М., Сукач В.В. Метаморфизованные осадочные породы Днестровско-Бугской серии палеоархея Украинского щита: состав, возраст, источники // Литология и полезные ископаемые. 2014б. № 5. С. 1–18.

Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Левченко О.А., Крылов И.Н., Левский Л.К., Богомолов Е.С., Коваленко А.В. Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 156–173.

Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Вревский А.Б., Егорова Ю.С., Балтыбаев Ш.К., Балаганский В.В., Богомолов Е.С., Степанюк Л.М., Юрченко А.В. Происхождение кристаллосланцев Побужского гранулитового комплекса Украинского щита // Региональная геология и металлогения. 2014а. № 59. С. 1–13.

Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Коваленко А.В., Крылов И.Н. Фенно-Карельская гранит-зеленокаменная область. Архей. Водлозерский домен / В кн.: Ранний докембрий Балтийского щита (Ред. В.А. Глебовицкий). СПб: Наука, 2005. С. 288–339.

Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К., Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н., Лохов К.И., Корешкова М.Ю., Юрченко А.В., Егорова Ю.С., Сукач В.В., Бережная Н.Г., Богомолов Е.С. Этапы формирования Побужского гранулитового комплекса по данным изотопно-геохронологических исследований (Среднее Побужье, Украинский щит) // Минералогический журнал. 2013. Т. 35. № 4. С. 87–99.

Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Корешкова М.Ю., Лохов К.И., Балтыбаев Ш.К., Степанюк Л.М., Егорова Ю.С., Сергеев С.А., Капитонов И.Н., Галанкина О.Л., Богомолов Е.С., Бережная Н.Г., Сукач В.В. Палеоархейские ортопироксениты Побужской гранулитогнейсовой области Украинского // Доклады АН. 2017а. Т. 474. № 6. С. 731–736.

Лобач-Жученко С.Б., Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Сергеев С.А., Лохов К.И., Егорова Ю.С., Скублов С.Л., Галанкина О.Л., Степанюк Л.М. U-Pb

SHRIMP II возраст и происхождение циркона из лерцолита Побужского палеоархейского комплекса (Украинский щит) // Доклады АН. 2017б. Т. 477. № 5. С. 567–571.

Лобач-Жученко С.Б., Глебовицкий В.А., Арестова Н.А. Мантийные источники вещества Водлозерского домена Фенноскандинавского щита // Доклады АН. 2009. Т. 429. № 2. С. 223–226.

Лобач-Жученко С.Б., Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н., Балаганский В.В., Сергеев С.А., Пресняков С.Л. Возраст цирконов их эндробито-гнейсов Среднего Побужья (Днестровско-Бугский мегаблок Украинского щита) // Минералогический журнал. 2011. Т. 33. № 1. С. 3–14.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Левский Л.К., Коваленко А.В. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.

Лобач-Жученко, С. Б., Арестова, Н. А., Коваленко, А. В., Крылов, И. Н. Фенно-Карельская гранит-зеленокаменная область. Водлозерский домен / В кн. Ранний докембрий Балтийского щита (ред. В.А.Глебовицкий). СПб.: Наука, 2005. С. 288–339.

Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю. О возрасте дунитов Кондерского массива (Алданская провинция, Россия): первые U-Pb изотопные данные // Доклады РАН. 2012. Т. 446. № 3. С. 308–312.

Маслов А.В. Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.

Маслов А.В. Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 220 с.

Маслов А.В., Гареев Э.З., Подковыров В.Н. Песчаники верхнего рифея и венда Башкирского мегантиклинория // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 3. С. 320–338.

Маслов А.В., Гареев Э.З., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. Рифейские седиментационные бассейны Южного Урала (палеогеография, палеоклимат, источники сноса и палеосоленость водоемов) / В кн.: Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагения. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 28–52.

Маслов А.В., Крупенин М.Т. Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы) // Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. 1. 352 с.

Маслов А.В., Крупенин М.Т. Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1991. 172 с.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. 1. 352 с.

Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Лепихина О.П. Источники сноса рифейских бассейнов седиментации области сочленения Русской

платформы и Южного Урала: синтез петрографических, петро- и геохимических данных // Доклады АН. 2003. Т. 389. № 2. С. 219–222.

Маслов А.В. Литогеохимия терригенных пород верхнего докембрия Волго-Уральской области. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012. 248 с.

Махоркина Т.И., Мочалов А.Г., Жерновский И.В. Кристаллы изоферроплатины, лаурита и сперрилита россыпного месторождения платиноидов р. Кондер / В кн.: Материалы VII Международного платинового симпозиума. М.: Московский контакт, 1994. С. 65–70.

Мейер Ч. Процессы рудообразования в мировой истории // Геология рудных месторождений. 1984. Т.1. М.: Мир, С. 13–71.

Мельник А.Е. Эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса: геохимическая характеристика и время метаморфизма. Диссертация канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2015. 196 с.

Мельник А.Е., Березин А.В., Скублов С.Г. Возраст (U-Pb, Sm-Nd) и геохимические особенности гранатитов в салминских эклогитах, Беломорский подвижный пояс // Записки РМО. 2014. Т. 143. № 6. С. 17–33.

Мельник А.Е., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Березин А.В., Богомолов Е.С. Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) гранатитов в салминских эклогитах, Беломорский подвижный пояс // Доклады АН. 2013. Т. 448. № 2. С. 197–205.

Мельников Н.Н. Погрешности метода двойного изотопного разбавления при изотопном анализе обыкновенного свинца // Геохимия. 2005. № 12. С. 1333–1339.

Методика разведки россыпей золота и платиноидов. М.: ЦНИГРИ, 1992. 286 с.

Мигачев И.Ф., Карпенко И.А., Иванов А.И., Черемисин А.А., Куликов Д.А. Золоторудное месторождение Сухой Лог – переоценка и оценка прогноза единого поля и района // Отечественная геология. 2008. № 2. С. 55–68.

Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах / Под ред. Ф.П. Митрофанова. Л.: Наука, 1985. 310 с.

Миллер Ю.В., Глебовицкий В.А., Мыскова Т.А., Львов А.В. Новые данные о составе, структуре и геотектонике Чупинской пластины Беломорского пояса // Доклады АН. 1999. Т. 366. № 3. С. 379–382.

Милькевич Р.И., Мыскова Т.А. Позднеархейские метатерригенные породы Западной Карелии (литология, геохимия, источники сноса) // Литология и полезные ископаемые. 1998. №2. С. 177–194.

Миц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с.

Миц М.В., Конилов А.Н. Беломорская эклогитовая провинция, местонахождения Узкая и Широкая Салма (ассоциация Салма, Кольский полуостров) / В кн.: Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 47–81.

Мирская Д.Д. К вопросу о стратиграфии центральной части Кольского полуострова // *Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова*. 1972. Вып. 3. С. 3–10.

Мирская Д.Д. Структура супракрустальных комплексов Вороньинско-Кейвского района / В кн.: *Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита*. Апатиты: КФ АН СССР, 1978. С. 20–27.

Митрофанов Ф.П. Раннедокембрийская геодинамика, магматизм и металлогения Кольской провинции // *Вестник МГТУ*. 2009. Т. 12. № 4. С. 567–570.

Митрофанов Ф.П., Бибикина Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К. Архейский изотопный возраст тоналитовых «серых» гнейсов в структурах каледонид Центральной Монголии // *Доклады АН СССР*. 1985. Т. 284. № 3. С. 670–674.

Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Древнейший в мире анорогенный щелочногранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // *Доклады АН*. 2000. Т. 374. № 2. С. 238–241.

Монтин А. С. Особенности геологического строения и платиноносность расслоенного массива Луккулайсваара в Северной Карелии. Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук.. Москва. 2009. 24 с.

Мочалов А.Г. Минералогия платиновых элементов альпинотипных ультрамафитов. Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. Ленинград: ЛГИ, 1986. 22 с.

Мочалов А.Г. Минеральные ряды минерало-геохимических типов россыпей платиноидов (основа локального прогноза) / В кн.: *Геология и генезис месторождений платиновых металлов*. М.: Наука, 1994. С. 225–235.

Мочалов А.Г. Россыпи платиновых металлов / В кн.: *Россыпные месторождения России и других стран СНГ*. М.: Научный мир, 1997. С. 127–165.

Мочалов А.Г. «Шлиховая платина» россыпией Дальнего Востока России: Дисс. д-ра геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ, 2001. 300 с.

Мочалов А.Г. Россыпеобразующие формации минералов платиновой группы Дальнего Востока России / В кн.: *Рудные месторождения и процессы рудообразования*. М.: ИГЕМ РАН, 2005. С. 367–386.

Мочалов А.Г. Новый осмисто-платиновый минерало-геохимический тип зональных габбро-пироксенит-дунитовых массивов юга Корякского нагорья (Россия) // *Доклады АН*. 2009. Т. 426. № 2. С. 226–231.

Мочалов А.Г. Модель развития минералов платиновой группы габбро-пироксенит-дунитовых кумулятивных комплексов Корякского нагорья (Россия) // *Геология рудных месторождений*. 2013. № 3. С. 171–188.

Мочалов А.Г. Онтогенез самородков минералов платиновой группы щелочно-ультраосновного массива Кондёр (Хабаровский край, Россия) / В кн.: *Материалы Международной научной конференции, посвященной 300-летию Минералогического музея имени А.Е. Ферсмана РАН*. М: ФГБУН Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, 2016. С. 115–116.

Мочалов А.Г., Бортников Н.С. Новые критерии генезиса минералов платиновой группы в сростаниях с пироксенами из зональных габбро-пироксенит-дунитовых массивов юга Корякского нагорья (Россия) // *Доклады АН*. 2008. Т. 421. № 4. С. 520–524.

Мочалов А.Г., Галанкина О.Л. Онтогенез кристаллических индивидов изоферроплатины и звягинцевита месторождений Pt-Pd магматогенно-метасоматического типа массива Кондёр Алданского щита / В кн.: *Онтогенез, филогения, система минералогии*. Материалы Всероссийской конференции. Миасс: Институт минералогии УрО РАН, 2015. С. 136–140.

Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г. Некоторые генетические аспекты платиноидного минералообразования / В кн.: *Генезис рудных формаций и практическое значение рудноформационного анализа на Северо-Востоке СССР*. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990а. С. 117–123.

Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г. Минералогия платиноидов альпинотипных ультрамафитов / В кн.: *Петрология гипербазитов и базитов*. Новосибирск: Наука, 1990б. С. 144–167.

Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г. Условия образования минералов ЭПГ среди мантийных перидотитовых и полосчатых кумулятивных комплексов офиолитов Корякского нагорья (Россия) // *Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты*. Всероссийская конференция, посвященная 120-летию со дня рождения выдающегося российского ученого академика А.Г. Бетехтина. Москва, 20–22 ноября 2017 г. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2017. С. 296–300.

Мочалов А.Г., Жерновский И.В., Дмитренко Г.Г. Состав и распространенность самородных минералов платины и железа в ультрамафитах // *Геология рудных месторождений*. 1988. № 5. С. 47–58.

Мочалов А.Г., Зайцев В.П., Перцев А.Н., Власов Е.А. Минералогия и генезис «шлиховой платины» россыпных месторождений южной части Корякского нагорья (Россия) // *Геология рудных месторождений*. 2002. № 3. С. 212–238.

Мочалов А.Г., Перцев А.Н. Минералы платиновой группы в сростаниях с пироксеном габбро-пироксенит-дунитовых плутонических комплексов Корякского нагорья (Россия) // *Руды и металлы*. 2012. № 6. С. 67–74.

Мочалов А.Г., Толкачев М.Д., Полеховский Ю.С., Горячева Е.В. Бортниковит Pd₄Cu₃Zn – новый минерал уникального россыпного месторождения Кондер (Хабаровский край) // *Геология рудных месторождений*. 2007. № 4. С. 357–366.

Мочалов А.Г., Якубович О.В., Бортников Н.С. 190Pt-4He возраст платинометальных рудопоявлений щелочно-ультраосновного массива Кондёр (Хабаровский край, Россия) // *Доклады АН*. 2016. Т. 469. № 5. С. 602–606.

Мочалов А.Г., Якубович О.В. 190Pt-4He возраст самородков платины щелочно-ультраосновного массива Кондёр (Хабаровский край, Россия) / В кн.: *Проблемы геологии и эксплуатации месторождений платиновых металлов*. СПб: Изд-во СПГУ – ФГУП НТЦ «Информрегистр», 2016. С. 91–99.

Мыскова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А., Милькевич Р.И., Лепехина Е.Н., Матуков Д.И., Антонов А.В., Сергеев С.А., Шулешко И.К. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах кольской серии Кольско-Беломорского блока Балтийского щита (U-Pb SHRIMP-II) // *Доклады АН*. 2005. Т. 402. №1. С. 82–85.

Наговицын К.Е., Кочнев Б.Б. Микрофоссилии и биофашии вендской ископаемой биоты юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 748–760.

Наговицын К.Е., Файзуллин М.Ш., Якшин М.С. Новые формы акантоморфных акритарх байкалия Патомского нагорья (уринская свита, Восточная Сибирь) // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2004. Т. 45. Вып. 6–7. С. 7–19.

Назимова Ю.В., Зайцев В.П., Мочалов А.Г. Минералы платиновой группы габбро–пироксенит–дунитового массива Гальмознан южной части Корякского нагорья (Россия) // Геология рудных месторождений. 2003. № 6. С. 547–565.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Залищак Б.Л., Сапин В.И. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.

Нематов А. Определение орто- и парапород метаморфической серии методом треугольной диаграммы // Узбекский геол. журнал. 1969. № 4. С. 68–71.

Немеров В.К., Станевич А.М. Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогеоза в бассейнах Байкальской горной области // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 456–470.

Неуструев Ю. С. Вулканогенные гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск. 1968. 158 с.

Никитина Л.П., Бабушкина М.С., Королев Н.М., Гончаров А.Г. Высокозарядные элементы в континентальной литосферной мантии: условия и механизмы фракционирования (данные мантийных ксенолитов) / В кн.: Материалы XII Всерос. Петрограф. Совещ. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2015. С. 203–205

Николаева И.В., Гусев Г.М., Юсупов Т.С., Ковалева Л.Т., Каменева М.Ю., Бородаевская З.В., Королева С.М., Корнева Т.А., Сухаренко А.В., Майорова О.Н. Проблема неизменных и измененных минералов группы глауконита / В кн.: Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981. С. 55–69.

Николаева И.В., Загрузина И.А., Мурина Г.А. Геохронологические рубежи фанерозоя / В кн.: Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. С. 183–215.

Николаева И.В., Ковалева Л.Т., Сухаренко А.В. Эволюция химического состава и классификация минералов группы глауконита / В кн.: Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М., Наука, 1971. С. 81–109.

Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В., Ларионова Ю.О., Горожанин В.М., Ковалев С.Г. Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение // Петрология. 2012. Т. 20. № 4. С. 392–428.

Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. (Ф.П.Митрофанов и В.З.Негруца ред.). Апатиты. 2002. 13 с.

Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Гороховский Б.М., Левский Л.К. Возможности Рb-Рb датирования карбонатных пород с геохимически незамкнутыми U-Рb системами: миньярская свита стратотипа верхнего рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 3–19.

Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Гороховский Б.М., Левский Л.К. U-Рb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 20–31.

Овчинникова Г.В., Крылов Д.П., Козаков И.К., Ковач В.П., Сергеева Н.А. Источники гранитоидов Тувино–Монгольского массива и его обрамления по данным изотопного состава свинца, неодима и кислорода // Петрология. 2009. Т. 17, № 6. С. 613–622.

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Крупенин М.Т., Гороховский Б.М., Маслов А.В. Рb-Рb возраст и Sr-изотопная характеристика среднерифейских фосфоритовых конкреций: зигазино-комаровская свита Южного Урала // Доклады АН. 2013. Т. 451. № 4. С. 430–434.

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Каурова О.К., Горохов И.М., Крупенин М.Т. U-Рb датирование метасоматических магнетитов Южного Урала / В кн.: Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб. 2015. С. 201–202.

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т., Горохов И.М., Каурова О.К., Маслов А.В., Гороховский Б.М. U-Рb систематика протерозойских магнетитов Саткинского месторождения Южного Урала: источник флюида и возраст // Доклады АН. 2014. Т. 465. № 2. С. 219–222.

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Мележик В.А., Горохов И.М., Васильева И.М., Гороховский Б.М. Рb-Рb возраст ятулийских карбонатных пород: туломозерская свита юго-восточной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 20–33.

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Мельников Н.Н., Горохов И.М. Методические проблемы исследования U-Рb систем и вычисления изотопного состава первичного Рb метасоматических магнетитов / В кн.: Тезисы докладов XXI Симпозиума по геохимии изотопов им. акад. А.П.Виноградова (15–17 ноября 2016 г.). ГЕОХИ РАН. М.: Акварель, 2016. С. 375–378.

Овчинникова Г.В., Неймарк Л.А., Левченков О.А., Комаров А.Н., Гороховский Б.М., Киселева Е.И., Шулешко И.К. Возможности использования апатитов в U-Рb геохронологии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 3. № 3. С. 9–20.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) // Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.

Орлова М.П. Геологическое строение и генезис Кондерского ультрамафитового массива // Тихоокеанская геология. 1991. № 1. С. 80–88.

Перцев А.Н. Петрология плутонических мафит–ультрамафитовых комплексов активных областей перехода океан–континент. Дис. д–ра геол.–мин. наук. М.: ИГЕМ, 2004. 215 с.

Петров С.В., Бороздин А.П., Полюховский Ю.С., Тарасова И.П. Последовательность минералообразования в сульфидно–платинометалльных рудах в косьвитах Кондёрского массива / В кн.: Проблемы геологии и эксплуатации месторождений платиновых металлов. СПб: Изд-во СПГУ – ФГУП НТЦ «Информрегистр», 2016. С. 16–22.

Петтиджен Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.

Подковыров В.Н., Котова Л.Н., Голубкова Е.Ю., Ивановская А.В. Литогеохимия тонкозернистых обломочных пород венда Непско–Жуинского региона Сибирской платформы // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 4. С. 337–349.

Подковыров В.Н. Осадочные последовательности рифея и венда стратотипических регионов Сибири и Урала (литохимия, хемотратиграфия, геодинамические обстановки формирования) Автореферат дисс. доктора геол.–мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2001. 37 с.

Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Виноградов Д.П., Козлов В.И., Кислова И.В. Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 3–19.

Пожиленко В.И. К проблеме эклогитов Енского сегмента Беломорского составного террейна (северо–восток Фенноскандинавского щита) / В кн.: Геологическая история, возможности и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой. Материалы 45 (XLV) Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2013. С. 163–167.

Покровский Б.Г., Чумаков Н.М., Мележик В.А., Буякайте М.И. Геохимические особенности неопротерозойских «венчающих доломитов» патомского палеобассейна и проблема их генезиса // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 6. С. 644–661.

Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднекембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.

Полевая Н.И., Казаков Г.А. Новые данные по геохронологии позднего докембрия // Доклады АН СССР. 1960. Т. 135. № 1. С. 162–165.

Попов В.А. Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 167 с.

Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.

Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского разлома. Л.: Наука, 1979. 128 с.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Пучков В.Н. Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С. 30–45.

Пушкарев Е.В., Каменецкий В.С., Морозова А.В., Хиллер В.В., Главатских С.П., Родеманн Т. Онтогенез рудных хромшпинелидов и состав включений как индикаторы пневматолито–гидротермального образования платиноносных хромитов массива Кондер // Геология рудных месторождений. 2015. № 5. С. 394–423

Пушкарев Ю.Д., Костянов А.И., Орлова М.П., Богомолов Е.С. Особенности Rb–Sr, Sm–Nd, Pb–Pb, Re–Os и K–Ar изотопных систем в Кондёрском массиве: мантийный субстрат, обогащенный платиноидами // Региональная геология и металлогения. 2002. № 16. С. 80–91.

Пятилетов В.Г. Юдомский комплекс микрофитофоссилий Южной Якутии // Геология и геофизика. 1980. № 7. С. 8–20.

Радченко А.Т., Балаганский В.В., Басалаев А.А., Беляев О.А., Пожиленко В.И., Радченко М.К. Объяснительная записка к геологической карте северо–восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000. Отв. ред Ф.П. Митрофанов. Апатиты: КНЦ РАН. 1994. 95 с.

Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Ранний докембрий Центрально–Азиатского складчатого пояса. С.–Петербург. Изд-во. 1993. 265 с.

Ревако Н.М., Костицын Ю.А., Бычкова Я.В. Взаимодействие расплава основного состава с вмещающими породами при формировании расслоенного интрузива Кивакка (С. Карелия) // Петрология. 2015. Т. 20. № 2. С. 115–135.

Решения четвертого межведомственного регионального совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. 40 с.

Рошков И.С., Кицул В.И. Месторождения платины на Алданском щите // Геология рудных месторождений. 1960. № 7. С. 74–84.

Рошков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В., Боришанская С.С. Платина Алданского щита М.: Изд-во АН СССР. 1962. 280 с.

Розанов А., Астафьева М., Зайцева Л., Алфимова Н., Фелицын С. Цианобактерии(?) в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии // Доклады АН. 2016. Т. 470. № 3. С. 360–362.

Розанов А.Ю. Бактериальная палеонтология, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы / В кн.: Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 448–462.

Розанов А.Ю. Ископаемые бактерии и новый взгляд на процессы осадкообразования // Сорос. образ. журн. 1999. № 47. С. 63–67.

Розанов А.Ю. Ископаемые бактерии, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы // Палеонтологический журнал. 2003. № 6. С. 41–49.

Розанов А.Ю. Условия жизни на ранней Земле после 4,0 млрд. лет назад / В кн. Проблемы происхождения жизни. М.: ПИН РАН, 2009. С. 185–201.

Розанов А.Ю., Астафьева М. М. Празинофиты (зеленые водоросли) из нижнего протерозоя Кольского полуострова // Палеонтологический журнал. 2008. № 4. С. 90–93.

Розен О.М., Щипанский Ф.Ф., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли. М.: Научный мир, 2008. 184 с.

Ронкин Ю.Л., Тихомирова М. Прецизионное U-Pb ID-TIMS датирование циркона гранитов рапакиви Бердяшского плутона, Башкирской мегантиклинорий, Южный Урал / В кн.: Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб. 2015. С. 238–239.

Ронкин Ю.Л., Ефимов А.А., Лепихина Г.А., Родионов Н.В., Маслов А.В. U-Pb датирование системы «бадделейт-циркон» платиноносного дунита Кондерского массива (Алданский щит): новые данные // Доклады АН. 2013. Т. 450. № 5. С. 579–585.

Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Казак А.П., Матуков Д.И., Лепихина О.П. Граница нижнего и среднего рифея на Южном Урале: новые изотопные U-Pb-SHRIMP-II ограничения // Доклады АН. 2007. Т. 415. № 3. С. 370–376.

Рубинштейн М.М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси: Мецниереба, 1967. 239 с.

Рубинштейн М.М., Чикваидзе Б.Г., Хуцаидзе А.Л., Гельман О.Я. К использованию глауконита для определения абсолютного возраста осадочных пород аргонным методом // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 12. С. 77–83.

Рудавская В.А. Стратиграфическое значение акритарх протерозоя – раннего кембрия для Сибирской и Русской платформ / В кн.: Палинологические исследования отложений палеозоя и мезозоя севера СССР и Прикаспия. Л.: ВНИГРИ, 1985. С. 4–12.

Рудавская В.А., Васильева Н.И. Талсинский комплекс акритарх Непско-Ботубинской антеклизы / В кн.: Фитостратиграфия и морфология спор древних растений нефтегазоносных провинций СССР. Л.: ВНИГРИ, 1989. С. 5–11.

Рудашевский Н. С., Яковлева О. А., Семенов В. С., Коптев-Дворников Е. В. К модели формирования Pt-Pd малосульфидных руд в расслоенных ультраосновных-основных интрузиях (на примере руд интрузии Луккулайсваара, Северная Карелия) // Доклады АН. 1991. Т. 319. № 2. С. 479–482.

Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Орлова М.П. Включения силикатов в природных железо-платиновых сплавах Кондёрского массива // Доклады АН СССР. 1982. Т. 266. № 4. С. 977–981.

Рябчиков И.Д., Соловова И.П., Когарко Л.Н., Брай Г.П., Нтафлос Т., Симанкин С.Г. Термодинамические параметры генерации меймечитов и щелочных пикритов Меймеча-Котуйской провинции (по данным изучения расплавных микровключений) // Геохимия. 2002. № 11. С. 1139–1150.

Саватенков В.М., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Смирнова З.Б. Изотопные характеристики свинца гранитоидов в герцинидах Центрально-Азиатского

складчатого пояса как отражение процессов ювенильного корообразования // Доклады АН. 2016. Т. 470. № 3. С. 335–339.

Саватенков В.М., Мочалов А.Г. Возраст и источники платиноносных дунитов массива Кондёр Алданского щита (Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные) / В кн.: Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования. М.: ИГЕМ РАН, 2015. С. 300–302.

Самборская И.А., Артеменко Г.В., Бондаренко И.Н., Мартынюк А.В. Геохимия архейских кумулятивных ультрамафитов Александровской структуры (Среднеприднепровский мегаблок УЩ) // Вестник ВГУ. Сер. геол. 2007. № 2. С. 94–104.

Сардаров С.С. Усовершенствованный метод изотонного разбавления для определения содержания радиогенного аргона в геологических образованиях / В кн.: Труды 5 сессии Ком. по опр. абс. возр. геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 278–288.

Сафонов Ю.Г. Гидротермальные золоторудные месторождения – распространение, геолого-генетические типы и продуктивность рудообразующих систем // Геология рудных месторождений. 1997. № 39. С. 20–32.

Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Изд-во Кар. НЦ РАН, 2005. 230 с.

Светов С.А., Назарова Т.Н., Светова А.И., Гоголев М.А., Рыбникова З.П. Мезоархейский андезитовый комплекс Остерской зеленокаменной структуры – новые результаты геохронологического изучения. // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2013 Петрозаводск: Кар.НЦ РАН. Вып. 16. С. 51–56.

Седова И.С., Глебовицкий В.А., Семенов А.П. Эволюция метаморфизма позднеархейского периода на примере участка Тупой губы оз. Ковдозера (Северо-Западное Беломорье) // Петрология. 1996. Т. 4. № 2. С. 114–134.

Седова И.С., В.А. Глебовицкий, В.М. Саватенков, Л.М. Саморукова. Эндербиты и гранодиориты зоны ультраметаморфизма (С. Приладожье): геология, геохимия и возможные источники // Записки РМО. 2008. № 4. С. 34–60.

Седова И.С., Глебовицкий В.А. Пути развития ультраметаморфизма в условиях амфиболитовой фации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 2. С. 46–60.

Седова И.С., Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Ванник Е.А. Алданский мегаблок / В кн.: Эволюция раннеархейской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. Л.: Наука, 1987. С. 23–56.

Седова И.С., Крылов Д.П., Саморукова Л.М., Хоернес С. Интрузивные граниты Северного Приладожья: химия, флюиды, изотопия кислорода // Геохимия. 2001. № 1. С. 16–30.

Седова И.С., Саморукова Л.М., Глебовицкий В. А. Двуполевошпатовые граниты в зонах мигматитов: источники, особенности состава // Записки РМО. 2006. Т. 135. № 4. С. 1–20.

Седова И.С., Саморукова Л.М., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Геохимия гранитоидов Свекофеннского тектонометаморфического цикла Северного Приладожья // Петрология. 2004. Т. 12 № 4. С. 394–414.

Седова С.И., Глебовицкий В.А. Особенности позднеархейской гранитизации и мигматитообразования в Беломорском поясе // Записки РМО. 2005. Т. 134. № 3. С. 1–24.

Семененко Н.П., Бойко В.Л., Бордунов И.Н. Ультрабазитовые формации центральной части Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1979. 412 с.

Семенов В. С., Беляцкий Б. В., Кольцов А. Б., Котов Н. В., Яковлева О. А., Рудашевский Н. С., Пчелинцева Н. Ф. Метасоматиты расслоенного комплекса Луккулайсваара и связанная с ним платинометалльная минерализация (Олангская группа интрузий, Северная Карелия) // Петрология. 1997. № 2. С. 137–159.

Семенов В.С., Пчелинцева Н.Ф., Ушен Н., Котов Н.В. Рудные метасоматиты с участием благородных металлов расслоенной интрузии Луккулайсваара Северная Карелия) // Вестник СПб университета. 1994. Сер. 7. Вып. 3. С. 26–33.

Семенов С.В. Генетические типы Fe-Ni-Cu-сульфидного и платинометалльного оруденения в массиве Луккулайсваара (Северная Карелия). Автореферат канд. геол.-мин. наук.. СПб. 2012. 23 с.

Семенов С.В., Глебовицкий В.А., Кольцов А.Б., Семенов В.С., Корнеев С.И., Саватенков В.М. Метасоматические процессы в расслоенном интрузиве Луккулайсваара, взгляд на формирование малосульфидной платинометалльной минерализации // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 4. С. 283–310.

Семихатов М.А. Методическая основа стратиграфии рифея // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 33–50.

Семихатов М.А., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Рублев А.Г., Кутявин Э.П., Яковлева О.В., Бизунок М.Б. Изотопный возраст минералов группы глауконита из рифея и нижнего кембрия СССР: материалы к оценке геохронометра // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 5. С. 78–86.

Семихатов М.А., Горохов И.М., Кутявин Э.П., Друбецкой Е.Р., Ципурский С.И., Яковлева О.В., Ивановская Т.А., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л. Анализ возможностей осадочных геохронометров на примере тоттинской свиты рифея Восточной Сибири // Литология и полезные ископаемые. 1989. № 6. С. 3–18.

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.

Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М., Беккер Ю.Р., Бибилова Е.В., Дук В.Л., Есипчук К.Е., Карсаков Л.П., Киселев В.В., Козлов В.И., Лобач-Жученко С.Б., Негруца В.З., Робонен В.И., Сезько А.И., Филатов А.Л.И., Хоментовский В.В., Шемякин В.М., Шульдинер В.И. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–13.

Сергеев С.А., Бибилова Е.В., Лобач-Жученко С.Б., Матуков Д.И. Возраст пород и метаморфических процессов Водлозерского метаморфического комплекса Балтийского щита (по результатам анализа цирконов U-Th-Pb изотопным методом на ионном микрозонде SHRIMP II) // Геохимия. 2007. № 2. С. 229–236.

Сергеев С.А., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Толмачева Е.В., Бережная Н.Г., Матуков Д.И., Лохов К.И., Антонов А.В. Возраст и геохимические особенности цирконов древних гранитоидов р.Выг (Юго-Восточная Карелия) // Геохимия. 2008. № 6. С. 947–959.

Сергеев С.А., Матуков Д.И., Бибилова Е.В., Лобач-Жученко С.Б. Возраст пород и метаморфических процессов Водлозерского метаморфического комплекса Балтийского щита (по результатам анализа цирконов U-Th-Pb изотопным методом на ионном микрозонде SHRIMP II) // Геохимия. 2007. № 2. С. 229–236.

Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В. Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов Юго-Востока Сибирской платформы // Петрология. 2011. № 6. С. 579–598.

Синякова Е.Ф., Косяков В.И. Экспериментальное моделирование первичной, вторичной и примесной зональности медно-никелевых руд при фракционной кристаллизации Cu-Fe-Ni-S-(Pt, Pd) расплавов // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН». 2009. № 1(27). С. 1–3.

Синякова Е.Ф., Косяков В.И., Павлюченко В.С. Поведение рудных компонентов при направленной кристаллизации с составом, близким к природной Fe-Cu-Ni-S магматической жидкости, с микропримесями Pt, Pd, Rh, Ru, Ir, Au, Ag // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН». №1(24). 2006. С. 1–3.

Скублов С.Г., Астафьев Б.Ю., Марин Ю.Б., Березин А.В., Мельник А.Е., Пресняков С.Л. Новые данные о возрасте эколгитов Беломорского подвижного пояса в районе с. Гридино // Доклады АН. 2011а. Т. 439. № 6. С. 795–802.

Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Марин Ю.Б., Березин А.В., Мельник А.Е., Падегин И.П. U-Pb возраст и геохимия цирконов из салминских эколгитов (месторождение Куру-Ваара, Беломорский пояс) // Доклады АН. 2010а. Т. 432. № 5. С. 668–675.

Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. Общие закономерности состава цирконов из эколгитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эколгитов Беломорского подвижного пояса // Петрология. 2012. Т. 20. № 5. С. 470–494.

Скублов С.Г., Березин А.В., Марин Ю.Б., Ризванова Н.Г., Богомолов Е.С., Сергеева Н.А., Васильева И.М., Гусева В.Ф. Комплексное изотопно-геохимическое (Sm-Nd, U-Pb) исследование салминских эколгитов // Доклады АН. 2010б. Т. 434. № 6. С. 802–806.

Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. Палеопротерозойские эколгиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса, район Салмы: состав и изотопно-геохимическая характеристика минералов, возраст метаморфизма // Петрология. 2011б. Т. 19. № 5. С. 493–519.

Скублов С.Г., Березин А.В., Ризванова Н.Г., Мельник А.Е., Мыскова Т.А. Многоэтапность свекофеннского метаморфизма по данным состава и U-Pb возраста титанита из эколгитов Беломорского подвижного пояса // Петрология. 2014. Т. 22. № 4. С. 405–413.

Скублов С.Г., Зак Т., Березин А.В., Мельник А.Е., Ризванова Н.Г. Результаты локального исследования (LA-ICP-MS) геохимии и U-Pb возраста рутилов из пород Беломорского подвижного пояса // Геохимия. 2013а. № 2. С. 180–187.

Скублов С.Г., Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С., Гембицкая И.М., Толмачёва Е.В. Распределение редких и редкоземельных элементов в цирконах из миа-скитовых лампроитов Панозерского комплекса Центральной Карелии // Геохимия. 2009. № 9. С. 958–971.

Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Галанкина О.Л., Симакин С.Г., Мыскова Т.А., Астафьев Б.Ю. Первая находка аномально (Y+REE)-обогащенных цирконов в породах Балтийского щита // Доклады АН. 2011. Т. 441. № 6. С. 792–799.

Скублов С.Г., Мельник А.Е., Марин Ю.Б., Березин А.В., Богомолов Е.С., Ишмурзин Ф.И. Новые данные о возрасте (Sm-Nd, U-Pb) метаморфизма и протолита эклогитоподобных пород района Красной губы, Беломорский пояс // Доклады АН. 2013б. Т. 453. № 3. С. 319–325.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: Кар НЦ РАН, 2008. 296 с.

Слабунов А.И. Керетская гранит-зеленокаменная система Карелии // Геотектоника. 1993. № 5. С. 61–74.

Смолюкин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.

Соботович Э.В. О метеоритном составе планет Земной группы / В кн: Космическое вещество (ред. Э.В.Соботович). Киев: Наукова думка, 1986. С. 5–20.

Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присяянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 4. С. 3–34.

Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли // М.: Изд. МГУ. 1991. 446 с.

Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Кочнев Б.Б., Немеров В.К., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. Осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы, как индикаторы эволюции южной части Сибирского кратона в позднем протерозое // В кн.: Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. Ред. Е.В. Складов. Новосибирск: «Гео», 2006. С. 221–259.

Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Писаревский С.А., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 60–79.

Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2006. 204 с.

Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.

Степанюк Л.М. Кристаллогенезис и возраст циркона из пород мафит-ультрамафитовой ассоциации Среднего Побужья // Минералогический журнал. 1996. Т. 18. № 4. С. 10–19.

Степанюк Л.М., Гаценко В.А., Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К., Довбуш Т.И., Юрченко А.В. Калиевые мафитовые дайки Побужского

гранулитового комплекса: геологическое положение, вещественный состав, петрогенезис, возраст // Минералогический журнал. 2013. Т. 35. № 3. С. 73–82.

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Под ред. Мельникова Н.В. Новосибирск: Филиал «Гео» изд-ва СО РАН, 2005. 428 с.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. Под ред. Б.М.Келлера, Н.М.Чумакова. М.: Наука, 1983. 184 с.

Судовиков Н.Г. Материалы по геологии Ю.-З. части Кольского полуострова. Тр. Ленингр. геол. треста. Вып. 10. Л.-М.: Главная редакция геологоразведочной и геодезической литературы, 1936. 33 с.

Тейлор Р.С., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.

Терентьева Л.Б., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М. Состав, источники и геодинамика формирования пород позднерифейской Баянхонгорской офиолитовой зоны: характеристика начальных стадий развития Палеоазиатского океана // Доклады АН. 2008. Т. 423. № 5. С. 667–671.

Трубицин В.П. Основы тектоники плавующих континентов // Физика Земли. 2000. № 9. С. 3–41.

Турутанов Е.Х., Гребенщикова В.И., Оглоблин Р.В. Глубинная структура и геохимия пород Хангайского гранитоидного батолита (Монголия) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Вып. 5. Т. 2. С. 133–135.

Турченко С.И. Металлогения тектонических структур палеопротерозоя. СПб. Наука, 2007. 175 с.

Уханов А.В., Мочалов А.Г., Устинов В.И. Флюидное перераспределение платиновых металлов в щелочно-ультраосновном массиве Кондер (по изотопно-кислородным данным) // Геохимия. 1997. № 4. С. 443–450.

Файзулина З.Х., Лысова Л.А., Трещетникова А.А., Гелперова Е.Н., Дробкова Е.Л. Биостратиграфия позднедокембрийских и раннекембрийских отложений непско-ботуобинского района // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 2. С. 13–26.

Федорова М.Е. Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского батолита. М: Наука, 1977. 150 с.

Федькин В. В. Ставролит. М.: Наука, 1975. 230 с.

Фелицын С.Б., Богомолов Е.С. Редкоземельные элементы, Rb–Sr и Sm–Nd систематики в торфяно-болотных железных рудах северо-запада Восточно-Европейской платформы // Литология и полезные ископаемые. 2016. № 2. С. 118–118.

Фелицын С.Б., Богомолов Е.С., Алфимова Н.А. Изотопный состав неодима неархейских полосчатых железистых кварцитов Карелии и Кольского полуострова // Доклады АН. 2015. Т. 465. № 5. С. 583–586.

Фелицын С.Б., Матреничев В.А., Алфимова Н.А. Химическое выветривание в истории Земли и проблемы рудогенеза. / Планета Земля. Энциклопедический справочник. Т. 1. «Минералогия». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. С. 273–277.

- Ферсман А.Е. Избранные труды // Т. 6. М.: Академиздат. 1960. 550 с.
- Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. Справочник / Москва: Недра, 1988. 255 с.
- Фомин А.Б., Кравченко Г.Л., Литвин А.Л. Оливины ультрамафитов Украинского щита. Парагенетические типы и особенности химизма // Минералогический журнал. 1980. Т. 2. № 1. С. 78–90.
- Френкель М. Я. Тепловая и химическая динамика кристаллизации базитовых магм. М.: Наука, 1995. 239 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. Учебник. 2-е изд. М.: КДУ, 2005. 500 с.
- Хервартиц Д., Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. Первые определения Lu-Nd возраста гранатов из эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит, Россия) // Доклады АН. 2012. Т. 443. № 2. С. 221–224.
- Ходоревская Л.И., Жариков В.А. Экспериментальное изучение плавления амфиболитов в связи с проблемой генезиса тоналит-трондьемитовых магматических серий // В кн.: Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования. М.: Наука, 1998. С. 11–31.
- Циатурский С.И., Дриц В.А. Особенности распределения октаэдрических катионов в 2:1 слоях диоктаэдрических силикатов (по данным электронографии) // Минералогический журнал. 1984. Т. 6. № 1. С. 3–16.
- Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Шапова Ю.Л. Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. 310 с.
- Чекулаев В.П. Архейские гранитоиды Карелии и их роль в формировании континентально коры Балтийского щита. Автореферат дисс. доктора геол.-мин. наук. СПб: ИГГД РАН, 1996. 42 с.
- Чекулаев В.П. Геология и состав архейских TTG и плагиогранитов фанерозойских геодинамических обстановок: сходство и отличие / В кн.: Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Материалы научной конференции. Петрозаводск. 2009. С. 176–179.
- Чекулаев В.П. Особенности структурно-метаморфической эволюции зеленокаменных поясов. Деформации и метаморфизм лопийских образований Западной Карелии / В кн.: Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов). Л.: Наука, 1988. С. 62–68.
- Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. Новые данные о возрасте древнейшей тоналит-трондьемитовой ассоциации Балтийского щита // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009а. Т. 17. № 2. С. 124–128.
- Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Глебовицкий В.А., Лобач-Жученко С.Б., Матвеева Л.В., Лепехина Е.Н. Новые данные о возрасте архейских пород Заонежья (Водлозерский домен Карельского кратона) // Доклады АН. 2013. Т. 451. № 6. С. 670–675.
- Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Егорова Ю.С., Кучеровский Г.А. Изменение условий формирования коры Карельской провинции Балтийского щита прт пе-

реходе от мезо- к неогархею: результаты геохимических исследований // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. № 1–3 (в печати).

Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Коваленко А.В., Слабунов А.И. Карельская гранит-зеленокаменная область. Центрально-Карельский домен / В кн.: «Ранний докембрий Балтийского щита» (Ред. В.А.Глебовицкий). С.Пб.: Наука. 2005. С. 395–471.

Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. Возраст даек в древних тоналитах Водлозерского террейна – ключ к эволюции базитового магматизма в архее Фенноскандинавского щита // Доклады АН. 2009б. Т. 428. № 4. С. 508–510.

Чекулаев В.П., Глебовицкий В.А. О среднем составе ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) ассоциации: возможности использования // Доклады АН. 2017. Т. 472. № 2. С. 192–196.

Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Н.С.Гусева, А.В.Коваленко, Крылов И.Н. Архейский магматизм северо-западной окраины древнего Водлозерского домена, район оз. Остер (геология, геохимия, петрология) // Петрология. 2002. Т. 10. № 2. С. 138–167.

Чернышов Н.М. Золото-платинометалльное оруденение в железистых кварцитах и сланцах КМА – единая рудообразующая система // Литосфера. 2015. № 6. С. 36–52.

Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В., Шатагин К.Н., Олейникова Т.И., Тарасова Ю.И., Скузоватов С.Ю. Источники обломочного материала неопротерозойских метасадочных пород Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье) по Sm-Nd изотопным данным // Геохимия. 2017. № 1. С. 17–25.

Чумаков Н.М. Африканская ледниковая эра позднего протерозоя // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19. № 1. С. 3–23.

Чумаков Н.М., Капитонов И. Н., Семихатов М.А., Леонов М.В., Рудько С.В. Вендский возраст верхней части патомского комплекса Средней Сибири: U-PbLA-ICPMS датировки обломочных цирконов никольской и жербинской свит // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 115–119.

Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Мележик В.А. Геологическая история патомского комплекса, поздний докембрий, Средняя Сибирь // Доклады АН. 2007. Т. 413. № 3. С. 379–383.

Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 26–51.

Шарков Е.В., Леднева Г.В. Петрология тел палитиноносных микрогаббродов из расслоенного интрузива Луккулайсваара (Северная Карелия) // Зап. ВМО. 1993. № 4. С. 35–55.

Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503–522.

Шемин Е.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина) // Новосибирск: Издательство СО РАН, 2007. 467 с.

Шибина Т.Д., Кляровская А.В., Коханова А.Н. Литология верхнерифейско-нижнесреднекембрийского терригенно-карбонатного комплекса Предпатомского прогиба // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 1. www.ngtp.ru/rub/2/13_2012.pdf

Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука. 1985. 232 с.

Шмыгалев В.И. Интрузии основных и ультраосновных пород Олангской группы / В кн.: Вулканические и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск. 1968. Вып. 1. С. 209–219.

Шнайн Г.К., Куранова В.Н. Новые данные о возрасте дунитов в сложных массивах ультраосновного-щелочного состава // Доклады АН СССР. 1981. Т. 261. № 4. С. 950–952.

Шуколюков Ю.А., Горохов И.М., Левченков О.А. Графические методы изотопной геологии. М.: Недра, 1974. 208 с.

Шуколюков Ю.А., Якубович О.В., Мочалов А.Г., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Корнеев С.И., Гороховский Б.М. Новый изотопный геохронометр для прямого датирования самородных минералов платины (^{190}Pt - ^4He -метод) // Петрология. 2012. № 6. С. 545–559.

Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К. Возрастное и формационное расчленение раннедокембрийских образований Северо-Западного Приладожья // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 11–22.

Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К. Тектоно-метаморфическое районирование Приладожья // Вестник СПбГУ. 1997. Сер. 7. Вып. 3. С. 63–70.

Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К., Поваркова А.В., Хрестенков С.А. Плутоно-метаморфическая эволюция Западного Приладожья: новая модель // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С. 52–62.

Шумлянский Л.В. Геохимия пироксеновых плагиогнейсов (эндербитов) Побужья и изотопный состав гафния в цирконах // Минералогический журнал. 2012. Т. 34. № 2. С. 64–79.

Шутов В.Д., Кац М.Я., Дриц В.А., Соколова А.Л., Казаков Г.А. Кристаллохимия глауконита как индикатор фациальных условий его образования и постседиментационного изменения / В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 74–81.

Щербаков И.Б. Петрология Украины. Львов: Изд-во ТзОВ ЗУКЦ, 2005. 364 с.

Щипанский А.А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: Издательство ЛКИ, 2008. 560 с.

Щипанский А.А. Геодинамика в архее и формирование алмазаносных литосферных килей и ранней континентальной коры кратонов // Геотектоника. 2012. № 2. С. 42–64.

Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В., Докукина К.А., Соколиков С.Ю. Позднеархейские эколгиты Салмы, Беломорский подвижный пояс, Кольский полуостров, Россия: петрогенезис, возраст и значение для геодинамической интерпретации обстановок формирования ранней континентальной коры / В кн.: Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минералогия. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 324–327.

Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В., Каулина Т.В. Архейская Беломорская эколгитовая провинция Балтийского щита / В кн.: Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Материалы Всероссийской конференции. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2007. С. 458–460.

Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Конилов А.Н., Слабунов А.И. Эколгиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): геология и петрология // Геология и геофизика. 2012а. Т. 53. № 1. С. 3–29.

Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И. Геохимия и изотопный возраст эколгитов Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельство о субдуцирующей архейской океанической коре // Геология и геофизика. 2012б. Т. 53. № 1. С. 341–364.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 412 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

Янаскурт В.О., Плечов П.Ю. Симплектиты клинопироксена и плагиоклаза в гранат-клинопироксеновых породах Кольского полуострова: продукты реакций прогрессивного гранулитового метаморфизма или результат декомпрессионного разложения омфациита? / В кн.: Тезисы научной конференции Ломоносовские чтения 2004 г. Секция геология. М.: МГУ, 2004 ([http:// geo.web.ru](http://geo.web.ru)).

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Лебедев В.И. Неопротерозойские магматические комплексы Сонгинского блока (Монголия): к проблеме образования и корреляции докембрийских террейнов Центрально-Азиатского орогенного пояса // Петрология. 2017. № 4. С. 362–394.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Лебедев В.И., Энжсин Г. Состав, источники и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: по данным геохимических и изотопных Nd исследований гранитоидов Хангайского зонального магматического ареала // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 468–49.

Ярош П.Я. О первоисточнике хрома в дунитах и природе акцессорного хрома // Зап. ВМО. 1980, вып. 1. С. 98–105.

Ярош П.Я., Царицын Е.П. Признаки перекристаллизации в оливинах из гипербазитов / В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1976. Т. 12. С. 221–230.

Abbot D.H., Isley A. E. The intensity, occurrence and duration of superplume events and eras over geological times // Journal of geodynamics. 2002. V. 34. P. 205–307.

Ackerman L., Bizimis M., Haluzov'a E., Sl'ama J., Svojtka M., Hirajima T., Erban V. Re–Os and Lu–Hf isotopic constraints on the formation and age of mantle pyroxenites from the Bohemian Massif // *Lithos*. 2016. doi: 10.1016/j.lithos.2016.03.023.

Agrinier P. The natural calibration of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ geothermometers: Application to the quartz–rutile pair // *Chemical Geology*. 1991. V. 91. № 1. P. 49–64.

Alexander B. W., Bau M., Andersson P. Neodymium isotopes in Archean seawater and implications for the marine Nd cycle in Earth's early oceans // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 283. № 1. P. 144–155.

Alfimova N. A., Novoselov A. A., Matrenichev V. A., de Souza Filho C. R. Conditions of subaerial weathering of basalts in the Neoproterozoic and Paleoproterozoic // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2014. V. 241. P. 1–16.

Amelin Y., Krot A., Hutcheon I., Ulyanov A. Lead isotopic ages of chondrules and calcium–aluminium–rich inclusions // *Science*. 2002. V. 297. P. 1678–1683.

Amelin Yu. V., Heaman L. M., Semenov V. S. U–Pb geochronology of layered mafic intrusions in the timing and duration of Early Proterozoic continental rifting // *Precambrian Research*. 1995. V. 75. P. 31–46.

Amelin Yu. V., Semenov V. S. Nd and Sr isotope geochemistry of the mafic layered intrusions of the Baltic Shield: constraints on the origin of early Proterozoic and “boninitic” magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 124. P. 255–272.

Anczkiewicz R., Thirlwall M.F. Improving precision of Sm–Nd garnet dating by H₂SO₄ leaching: a simple solution to the phosphate inclusion problem // *Geological Society, London, Special Publications*. 2003. V. 220. № 1. P. 83–91.

André L., Cardinal, D., Alleman, L. Y., Moorbath, S. Silicon isotopes in 3.8 Ga West Greenland rocks as clues to the Eoarchean supracrustal Si cycle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2006. V. 245. № 1. P. 162–173.

Andreasen R., Sharma M., Subbaro K., Viladkar S. Where on Earth is the enriched Hadean reservoir? // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 266. P. 14–28.

Andreoli M.A.G., Ashwall L.D., Hart J.M., Haizenga J.H. A Ni- and PGE-enriched quartz norite impact melt complex in the Late Jurassic Morokweng impact structure, South Africa // *Geol. Soc. Amer. Spec. Publ.* 1999. V. 339. P. 91–108.

Anhaeusser C.R. The anatomy of an extrusive–intrusive Archean mafic–ultramafic sequence: the Nelshoogte Schist Belt and Stolzberg layered Ultramafic Complex, Barberton Greenstone Belt, South Africa // *South African Journal of geology*. 2001. V.104. P. 167–204.

Annen C., Blundy J. D., Sparks R. S. J. The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones // *Journal of Petrology* 2006. V. 47. № 3. P. 505–539.

Aranovich L. Y., Berman R. G. Optimized standard state and solution properties of minerals: II. Comparisons, predictions and applications // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 126 (1–2). P. 25–37.

Armstrong H.A., Owen A.W., Floyd J.D. Rare earth geochemistry of Arenig cherts from the Ballantrae Ophiolite and Leadhills Imbricate Zone, southern Scotland: implications for origin and significance to the Caledonian Orogeny // *Journal of the Geological Society*. 1999. V. 156. № 3. P. 549–560.

Armstrong R.L. Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on a nearsteady-state no-continental-growth Earth // *Phil. Trans. Royal Society of London*. 1981. Ser. A 301. P. 443–472.

Arndt N.R., Brusak G., Reischmann T. The oldest continental and oceanic plateaus: geochemistry of basalts and komatiites of the Pilbara craton // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 2001. V. 362. P. 359–381.

Arndt N.T. Archean komatiites // In: Ed. K.C.Kondie. *Archean Crust Evolution*. Amsterdam: Elsevier, 1994. Ch. 1. P. 11–44.

Arndt N.T., Ginibre C., Albarede F., Chebble M., Herzberg C., Jenner G., Lahaye Y. Ore deposits associated with mafic magmas in the Kaapvaal craton // *Geology*. 1998. V. 26. P. 739–742.

Aulbach S., Creaser R.A., Pearson N.J., Simonetti S.S., Heaman L.M., Griffin W.L., Stachel T. Sulfide and whole rock Re–Os systematics of eclogite and pyroxenite xenoliths from the Slave Craton, Canada // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 283. P. 48–58.

Aulbach S., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Doyle B.J. Origins of xenolithic eclogites and pyroxenites from the Central Slave Craton, Canada // *Journal of Petrology*. 2007. V. 48. № 10. P. 1843–1873.

Awwiller D.N. Geochronology and mass transfer in Gulf Coast mudrocks (south-central Texas, U.S.A.): Rb–Sr, Sm–Nd and REE systematics // *Chemical Geology*. 1994. V. 116. № 1/2. P. 61–84.

Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A.I., Gorbunov I.Y., Mudruk S., Sidorov M., Azimov P., Egorova S., Stepanova A., Voloshin A. Archean Kuru–Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: crustal architecture, timing, and tectonic implications // *International Geology Review*. 2015. V. 57. P. 1543–1565.

Balagansky V.V., Shchipansky A.A., Slabunov A.I., Gorbunov I.A., Mudruk S.V., Sidorov M.Yu., Azimov P.Y., Egorova S.V., Stepanova A.V., Voloshin A.V. Kuru–Vaara Archean eclogites, the Belomorian province / In: *Precambrian High-Grade Mobile Belts. Field Guidebook*. Petrozavodsk: KRC RAS, 2014. P. 64–85.

Barfod G.H., Albarede F., Knoll A.H., Xiao S., Telouk P., Frei R., Baker J. News Lu–Hf and Pb–Pb age constraints on the earliest animal // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 201. № 1. P. 203–212.

Barkov A.Y., Martin R. F., Laajoki K. V.O., Alapieti T., Iljina M. J. Paragenesis and origin of staurolite from a palladium-rich gabbro-norite: an unusual occurrence of the Lakkulaisvaara layered intrusion, Russian Karelia // *N. Jb. Miner. Abh.* 1999. V. 175. P. 191–222.

Barley M.E., Groves D.I. Supercontinent cycles and the distribution of metal deposits through time // *Geology*. 1992. V. 20. P. 291–294.

Barnes S. J., Naldrett A. J. Geochemistry of the J–M Reef of the Stillwater Complex, Minneapolis Adit area II. Silicate mineral chemistry and petrogenesis // *Journal of Petrology*. 1986. V. 27. P. 791–825.

Barnes, S.J. Naldrett, A.J. Geochemistry of the J–M (Howland) Reef of the Stillwater Complex, Minneapolis Adit Area. I. Sulphide Chemistry and Sulphide–Olivine Equilibrium // *Econ. Geol.* 1985. V. 80. P. 627–645.

Baronnet A. Ostwald ripening in solution. The case of calcite and mica // *Estudios Geologicos*. 1982. V. 38. № 3/4. P. 185–198.

Barth M.G., Rudnick R.L., Horn I., McDonough W.F., Spicuzza M.J., Valley J.W., Haggerty S.E. Geochemistry of xenolithic eclogites from West Africa, part 2: origins of the high MgO eclogites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002. V. 66. P. 4325–4345.

Batanova V.G., Pertsev A.N., Kamenetsky V.S., Ariskin A.A., Mochalov A.G., Sobolev A.V. Crustal evolution of Island–Arc ultramafic magma: Galmoenan pyroxenite–dunite plutonic complex, Koryak Highland (Far East Russia) // *J. Petrology*. 2005, v. 46, № 7. P.1345–1366.

Bédard J.H. How many arcs can dance on the head of a plume? A ‘Comment’ on: A critical assessment of Neoproterozoic ‘plume only’ geodynamics: Evidence from the Superior province, by Derek Wyman, *Precambrian Research*, 2012 // *Precambrian Research*. 2013. V. 229. P. 189–197.

Bell E. A., Harrison T. M.; McCulloch M. T., Young E.D. Early Archean crustal evolution of the Jack Hills Zircon source terrane inferred from Lu–Hf, ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb and δ¹⁸O systematics of Jack Hills zircons // *Geochim et Cosmochim Acta*. 2011. V. 75. Issue 17. P. 4816–4829.

Belousova E.A., Griffin W. L., O’Reilly S. Y., Fisher N. L. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 602–622.

Belousova E.A., Griffin W.L., O’Reilly S.Y. Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: examples from Eastern Australian granitoids // *Journal of Petrology*. 2006. V. 47. № 2. P. 329–353.

Berger M., Braun I. Pb–Pb dating of apatite by a stepwise dissolution technique // *Chemical Geology*. 1997. V. 142. P. 23–40.

Berman R. G., Aranovich L.Y. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet and ilmenite in the system FeO–MgO–CaO–Al₂O₃–TiO₂–SiO₂ // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 126 (1–2). P. 1–24.

Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // *Can. Mineral.* 1991. V. 32. P. 833–855.

Besson G., Bookin A.S., Dainyak L.G., Rautureau M., Tsipursky S.I., Tchoubar C., Drits V.A. Use of diffraction and Mössbauer methods for the structural and crystalchemical characterization of nontronite // *J. Appl. Crystallogr.* 1983. V. 16. № 4. P. 374–383.

Besson G., Drits V. A. Refined relationships between chemical composition of dioctahedral fine-grained mica minerals and their infrared spectra within the OH stretching region; Part I, Identification of the OH stretching bands // *Clays and Clay Minerals*. 1997. V. 45. № 2. P. 158–169.

Best M.G. Igneous and metamorphic petrology. 2003. Blackwell. 729 p.

Bethke C.M., Altaner S.P. Layer-by-layer mechanism of smectite illitization and application to a new rate law // *Clays and Clay Minerals*. 1986. V. 34. № 2. P. 136–145.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // *Jour. Geology*. 1983. V. 91. P. 611–627.

Bhatia M.R., Crook A.W. Trace element characteristics of graywacks and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 92. P. 181–193.

Bhattacharya C. Evaluation of the chemical distinctions between igneous and metamorphic orthopyroxenes // *American Mineral.* 1971. V. 56. P. 499–506.

Bigeleisen J., Perlman M.L., Prosser H.C. Conversion of hydrogenic materials to hydrogen for isotopic analysis // *Anal. Chem.* 1952. V. 25. № 12. P. 1356–1357.

Bindeman I.N., Schmitt A.K., Evans D.A.D. Limits of hydrosphere–lithosphere interaction: Origin of the lowest known δ¹⁸O silicate rock on Earth in the Paleoproterozoic Karelian rift // *Geology*. 2010. V. 38. № 7. P. 631–634.

Bindeman I.N., Serebryakov N.S. Geology, Petrology and O and H isotope geochemistry of remarkably ¹⁸O depleted Paleoproterozoic rocks of the Belomorian Belt, Karelia, Russia, attributed to global glaciation 2.4 Ga // *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. V. 306. № 3/4. P. 163–174.

Birck J.L., Barman M.R., Capmas F. Re–Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples // *Geostandards Newsletter*. 1997. V. 20. P. 9–27.

Bizzarro M., Baker J., Haack H. Mg isotope evidence for contemporaneous formation of chondrules and refractory inclusions // *Nature*. 2004. 431. P. 275–278.

Bjorkum A., Gjelsvik N. An isochemical model for formation of authigenic kaolinite, K-feldspar and illite in sediments // *J. Sediment. Petrol.* 1988. V. 58. № 3. P. 506–511.

Black L.P., Kamo S.L., Alen C.M. etc. TEMORA 1: a new zircon standard for U–Pb geochronology // *Chemical Geology*. 2003. V. 200. P. 155–170.

Bloch J., Hutcheon I.E. Shale diagenesis: a case study from the Albian Harmon Member (Peace River Formation), western Canada // *Clays and Clay Minerals*. 1992. V. 40. № 6. P. 682–699.

Boles J.R., Franks S.G. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: Implications of smectite diagenesis on sandstone cementation // *J. Sediment. Petrol.* 1979. V. 49. № 1. P. 55–70.

Bolhar R., Hofmann A., Woodhead J., Hergt J., Dirks P. Pb- and Nd-isotope systematics of stromatolitic limestones from 2.7 Ga Ngezy Group of the Belingwe greenstone belt: constraints on timing of deposition and provenance // *Precambrian Research*. 2004. V. 114. № 3/4. P. 277–294.

Bonhomme M.G. Type of sampling and comparison between K–Ar and Rb–Sr isotopic dating of fine fractions from sediments in attempt to date young diagenetic events // *Chemical Geology. (Isot. Geosci. Sect.)*. 1987. V. 65. № 3/4. P. 209–222.

Bottinga Y., Javoy M. Comments on oxygen isotope geothermometry // *Earth and Planetary Science Letters*. 1973. V. 20. № 2. P. 250–265.

Bottinga Y., Javoy M. Oxygen Isotope Partitioning Among the Minerals in Igneous and Metamorphic Rocks // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1975. V. 13. № 2. P. 401–418.

Bouvier A.-S., Ushikabo T., Kita N.T., Cavosie A.J., Kozdon R., Valley J.W. Li isotopes as a petrogenetic tracer in Zircon: insights from Archean TTG and Sanukitoids // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 163. P. 745–768.

Boyd F.R., Dawson J. B., Smith J.V. Granny Smith diopside megacrysts from the kimberlites of the Kimberley area and Jagersfontein, South Africa // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984. V. 48. P. 381–384.

Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies // In: Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.

Bridgwater D., Scott D.J., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Marker M., Bushmin S.A., Alexeyev N.L., Daly J.S. Age and provenance of Early Precambrian metasedimentary rocks in the Lapland-Kola Belt, Russia: evidence from Pb and Nd isotopic data // *Terra Nova*. 2001. V. 13. N. 1. P. 32–37.

Bros R., Stille P., Gauthier-Lafaye F., Weber F., Clauer N. Sm-Nd isotopic dating of Proterozoic clay material: An example from the Francevillian sedimentary series, Gabon // *Earth and Planetary Science Letters*. 1992. V. 113. № 1/2. P. 207–218.

Brown M. The petrogenesis of the St. Malo migmatite belt, American massif, France, with particular reference to the diatexites // *N. Jb. Miner. Abh.* 1979. V. 135. P. 48–74.

Brown M., D'Lemos R.S. The Cadomian granites of Mancellia, northeast Armorican Massif of France: relationship to the St. Malomigmatite belt, petrogenesis and tectonic setting // *Precambrian Research*. 1991. V. 51. № 1/4. P. 393–427.

Brugmann G.E., Naldret, A.J., Asif, M., Lightfoot P.C., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A. Siderophile and chalcophile metals as tracers of the evolution of the Siberian Trap in the Noril'sk region, Russia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1993. V. 57. P. 2001–2018.

Buatier M.D., Peacor D.R., O'Neil J.R. Smectite-illite transition in Barbados accretionary wedge sediments: TEM and AEM evidence for dissolution/crystallization at low temperature // *Clays and Clay Minerals*. 1992. V. 40. № 1. P. 65–80.

Buchan C., Cunningham D., Windley B. F., Tomurhuu D. Structural and Lithological Characteristics of the Bayankhongor Ophiolite Zone, Central Mongolia // *J. Geol. Soc. London*. 2001. 158. 445–460.

Bucher K., Grapes R. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2010. 411 p.

Burbihe T., O'Brien. Determination the building block of The Earth and Mars // *Met. Planet. Sci* // 2004. 39. P. 667–681.

Burbihe T., O'Brien. Determination the building block of The Earth and Mars // *Met. Planet. Sci* // 2004. 39. P. 667–681.

Burg, J.-P., Bodinier, J.-L., Gerya, T., Bedini R.-M., Boudier F., Dautria J.-M., Prikhodko V., Efimov A., Pupier E., Balanec J.-L. Translithospheric Mantle Diapirism: Geological Evidence and Numerical Modelling of the Kondyor Zoned Ultramafic Complex (Russian Far-East). // *Journal of Petrology*. 2009, v. 50, № 2. P. 289–321.

Burkhardt C., Kleine T., Dauphas N, Wieler R. Origin of isotopic heterogeneity in the solar nebula by thermal processing and mixing of nebular dust // *Earth and Planetary Science Letters*. 2012. V. 357–358. P. 298–307.

Burkhardt C., Kleine T., Oberli F., Pack A., Bourdon B., Wieler R. Molybdenum isotope anomalies in meteorites: constraints on solar nebula evolution and origin of the Earth // *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. V. 312. P. 390–400.

Burley S.D., Flisch M. K-Ar geochronology and the timing of detrital I/S clay illitization and authigenic illite precipitation in the Piper and Tartan Fields, Outer Moray Firth, UK North Sea // *Clays and Clay Minerals*. 1989. V. 24. № 2. P. 285–315.

Burnham O.M., Rogers N.W., Pearson D.G., van Calsteren P.W., Hawkesworth C.J. The petrogenesis of the Eastern Pyrenean peridotites: an integrated study of their whole rock geochemistry and Re-Os isotope composition // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1998. V. 62. P. 2293–2310.

Burton K.W., Schiano P., Birck J.-L., Allegre C.J. Osmium isotope disequilibrium between mantle minerals in a spinel-lherzolite // *Earth and Planetary Science Letters*. 1999. V. 172. P. 311–322

Byerly G.R., Lowe D.R. Spinels from Archaean impact spherules // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. V. 58. P. 3469–3486.

Byerly G.R., Lowe D.R., Wooden J.L., Xie X. An Archean impact layer from the Pilbara and Kaapvaal cratons // *Science*. 2002. V. 297. P. 1325–1327.

Cabri L.J., Harris D.C., Weiser T.W. Mineralogy and distribution of platinum-group mineral placer deposits of the Wold // *Expl. and Mining Geol.* 1996, v. 5, № 2. P. 73–167.

Cabry L.J., Laflamme J.H.G. Platinum group minerals from the Konder massif, Russian Far East // *The Mineralogical Record*. 1997, v. 28. P. 97 – 106.

Campbell I., O'Neil H. Evidence against a chondritic Earth // *Nature*. 2012. V. 483. P. 553–558.

Campbell I.H. Constraints on continental growth models from Nd/U ratios in the 3.5 Ga Barberton and other Archaean basalt-komatiite suites // *Amer. J. Sci.* 2003. V. 303. P. 319–351.

Capuano R.M. Evidence of fluid flow in microfractures in geopressed shales // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1993. V. 77. № 8. P. 1303–1314.

Carlson R.W., Irving A.J. Depletion and enrichment history of subcontinental lithospheric mantle: An Os, Sr, Nd and Pb isotopic study of ultramafic xenoliths from the northwestern Wyoming Craton // *Earth and Planetary Science Letters*. 1994. V. 126. P. 457–472.

Carlson R.W., Pearson D.G., James D.E. Physical, chemical, and geochronological characteristics of continental mantle // *Reviews of Geophysics*. 2005. V. 43. P. 1–24.

Caro G., Bourdon B. Non-chondritic Sm/Nd ratio in the terrestrial planets: consequences for the geochemical evolution of the mantle-crust system // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010. V. 74. P. 3333–3349.

Caro G., Bourdon B., Birck J., Moorbath S. ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd evidence for early differentiation of the Earth's mantle // *Nature*. 2003. V. 423. P. 428–432.

Carswell D.A. Eclogites and the eclogite facies: definitions and classifications // In: Eclogite facies rocks. Ed. D.A. Carswell. Glasgow: Blackie, 1990. P. 1–13.

Cartwright J., Ott U., Herrmann S., Agee C.B. Modern atmospheric signatures in 4.4 Ga Martian meteorite NWA 7034 // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. 400. P. 77–87.

Cavosie A.J., Valley J.W., Wilde S.A., EIMF. Correlated microanalysis of zircon: trace element, δ¹⁸O and U-Th-Pb isotopic constraint on the igneous origin of complex

>3900 Ma detrital grains // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. V. 70. P. 5601–5616.

Chacko T., Hu X., Mayeda T.K., Clayton R.N., Goldsmith J.R. Oxygen isotope fractionations in muscovite, phlogopite, and rutile // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. V. 60. № 14. P. 2595–2608.

Chappell B.W., White A.J.R., Wyborn D. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis // *Journal of Petrology*. 1987. V. 28. P. 1111–1138.

Chen D.F., Dong W.Q., Zhu B.Q., Chen X.P. Pb-Pb ages of Neoproterozoic Douchantuo phosphorites in South China: constraints on early metazoan evolution and glaciation events // *Precambrian Research*. 2004. V. 132. № 1. P. 123–132

Cheng H., King R.L., Nakamura E., Vervoort J.D., Zheng Y.F., Ota T., Wu Y.B., Kobayashi K., Zhou Z.Y. Transitional time of oceanic to continental subduction in the Dabie orogen: constraints from U-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd and Ar-Ar multichronometric dating // *Lithos*. 2009. V. 110. P. 327–342.

Cheng H., King R.L., Nakamura E., Vervoort J.D., Zhou Z. Coupled Lu-Hf and Sm-Nd geochronology constrains garnet growth in ultra-high-pressure eclogites from the Dabie orogen // *Journal of Metamorphic Geology*. 2008. V. 26. P. 741–758.

Cheng H., Nakamura E., Kobayashi K., Zhou Z. Origin of atoll garnets in eclogites and implications for the redistribution of trace elements during slab exhumation in a continental subduction zone // *American Mineral*. 2007. V. 92. P. 1119–1129.

Cheng H., Zhang C., Vervoort J.D., Lu H., Wang C., Cao D. Zircon U-Pb and garnet Lu-Hf geochronology of eclogites from the Lhasa Block, Tibet // *Lithos*. 2012. V. 155. P. 341–359.

Chesley J.T., Rudnick R.L., Lee C-T. Re-Os systematics of mantle xenoliths from the East African rift: age, structure, and history of the Tanzanian craton // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. V. 63. P. 1203–1217.

Chesley J.T., Ruiz J. Crust–mantle interaction in large igneous provinces: Implications from the Re–Os isotope systematics of the Columbia River flood basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. 1998. V. 154. P. 1–11.

Choi S.H., Samuel B., Mukasa., Xin-Hua Zhou, Xiangyang Helena Xian, Alexandre V. Andronikov. Mantle dynamics beneath East Asia constrained by Sr, Nd, Pb and Hf isotopic systematics of ultramafic xenoliths and their host basalts from Hannuoba, North China // *Chemical Geology*. 2008. V. 248. P. 40–61.

Choi S.H., Katsuhiko Suzuki, Samuel B. Mukasa, Jong-Ik Lee, Haemyeong Jung. Lu-Hf and Re-Os systematics of peridotite xenoliths from Spitsbergen, western Svalbard: Implications for mantle–crust coupling // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 297. P. 121–132.

Claesson S., Bibikova E., Shumlyanskyy L.V., Dhuime B., Hawkesworth C.J. The oldest crust in the Ukrainian Shield - Eoarchean U-Pb ages and Hf-Nd constraints from enderbites and metasediments. In: Roberts, N.M.W., Van Kraendonck, M., Parman, M., Shirey, S., Clift, P.D. (Eds.), *Continental Formation Through Time*. Geological Society, London, Special Publications. 2015. P. 227–259.

Clark S. Handbook of physical constants. Geol. Soc. Amer., Newhaven, 1966. 587 p.

Clauer N. A new approach to Rb-Sr dating of sedimentary rocks // E.Jäger and J.C.Hunziker (Editors). *Lectures in Isotope Geology*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1979. P. 30–51.

Clauer N. Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la converture du craton ouest-africain // *Sci. Géol. Mém. Strasbourg*, 1976. № 45. 256 p.

Clauer N., Chaudhuri S. Clays in Crustal Environments. Isotopic Dating and Tracing. Berlin: Springer-Verlag, 1995. 360 p.

Clauer N., Chaudhuri S., Kralik M., Bonnot-Courtois C. Effects of experimental leaching on Rb-Sr and K-Ar isotopic systems and REE contents of diagenetic illite // *Chemical Geology*. 1993. V. 103. № 1/4. P. 1–16.

Clauer N., Giblin P., Lucas J. Sr and Ar isotope studies of detrital smectites from the Atlantic Ocean (D.S.D.P., Legs 43, 48 and 50) // *Chemical Geology*. (Isot. Geosci.). 1984. V. 46. № 2. P. 141–151.

Clauer N., Keppens E., Stille P. Sr isotopic constraints on the process of glauconitization // *Geology*. 1992a. V. 20. № 2. P.133–136.

Clauer N., O'Neil J.R., Bonnot-Courtois C., Holtzapffel T. Morphological, chemical, and isotopic evidence for an early diagenetic evolution of detrital smectites in marine sediments // *Clays and Clay Minerals*. 1990. V. 38. № 1. P. 33–46.

Clauer N., O'Neil J.R., Furlan S. Clay minerals as records of temperature conditions and duration of thermal anomalies in the Paris Basin, France // *Clays and Clay Minerals*. 1995. V. 30. № 1. P. 1–13.

Clauer N., Stille P., Keppens E., O'Neil J.R. Le mécanisme de la glauconitisation: Apports de la géochimie isotopique du strontium, du néodyme et de l'oxygène de glauconies récentes // *C.R. Acad. Sci. Paris*. 1992b. V. 315. Ser. II. № 3. P. 321–327.

Clauer N., Weber F., Gauthier-Lafaye F., Toulkeridis T., Sizun J.-P. Mineralogical, geochemical (REE), and isotopic (K-Ar, Rb-Sr, $\delta^{18}\text{O}$) evolution of the clay minerals from faulted, carbonate-rich, passive paleomargin of southeastern Massif Central, France // *J. Sediment. Res.* 1997. V. 67. № 5. P. 923–934.

Clauer N., Zwingmann H., Chaudhuri S. Isotopic (K-Ar) and oxygen constraints on the extent and importance of the Liassic hydrothermal activity in western Europe // *Clays and Clay Minerals*. 1996. V. 31. № 2. P. 301–318.

Clauer N., Zwingmann H., Gorokhov I.M. Postdepositional evolution of platform claystones based on a simulation of thermally induced diffusion of radiogenic ^{40}Ar from diagenetic illite // *J. Sediment. Res.* 2003. V. 73. № 1. P. 58–63.

Clayton R. Oxygen – isotopes in meteorites // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1993. V. 21. P. 115–149

Clayton R.N., Goldsmith J.R., Mayeda T.K. Oxygen isotope fractionation in quartz, albite, anorthite and calcite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1989. V. 53. № 3. P. 725–733.

Coey J.M.D., Chukhrov F.D., Zvyagin B.B. Cation distribution, Mössbauer spectra, and magnetic properties of ferripyrophyllite // *Clays and Clay Minerals*. 1984. V. 32. № 3. P. 198–204.

Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W. Nature and origin of A-type granite with particular reference to southeastern Australia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1982. V. 80. P. 189–200.

Comin-Chiaramonti P., Girardi V.A.V., De Min A., Boggiani P.C., Correia C.T. Iron-rich formations at the Cerro Manomó region, Southeastern Bolivia: Remnant of a BIF? // *Episodes.* 2011. V. 34. № 3. P. 177–185.

Condie K.C. *Archaean Greenstone Belts.* Elsevier, Amsterdam, 1981. 434 p.

Condie K.C. Changing tectonic settings through time: indiscriminate use of geochemical discriminant diagrams // *Precambrian Research.* 2015. V. 266. P. 587–591.

Condie K.C. Episode continental growth and supercontinents: A mantle avalanche connection? // *Earth and Planetary Science Letters.* 1998. V.163. P. 97–108.

Condie K.C. Episodic continental growth models: Afterthoughts and extensions // *Tectonophysics.* 2000. V. 322. P. 153–162.

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos.* 2005. V. 79. P. 491–504.

Condie K.C. *Mantle plumes and their record in Earth history.* Cambridge. Cambridge University Press. U.K. 2001. 306 p.

Condie K.C. Origin and early growth rate of continents // *Precambrian Research.* 1986. V. 32. № 4. P. 261–278.

Condie K.C., Kröner A. When did plate-tectonics begin? Evidence from the geological records / In: *Condie, K., Pease, V. (Eds.), When did plate-tectonics begin on Planet Earth?* *Geol. Soc. of Amer. Spec. Pap.* 2008. 440. P. 281–294.

Condie K.C., Richard R.C., Van Hunen J. A great thermal divergence in the mantle beginning 2.5 Ga: Geochemical constraints from greenstone basalts and komatiites // *Geoscience Frontiers.* 2016. V.7. P. 543–553.

Connolly J.A.D. Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics (4 Mb) // *American J. Sci.* 1990. V. 290 P. 666–718.

Corfu F.J. M., Hancher P. W., Hoskin O. Atlas of zircon textures // *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. V. 53. P. 468–500.

Cormier R.F. Rubidium-strontium ages of glauconite and their application to the construction of an absolute post-Precambrian time scale (Ph.D. thesis). Massachusetts Institute of Technology, Cambridge. 1956. 121 p.

Crawford A.J., Falloon T.J., Green D.H. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites / In: *Boninites.* London: Unwin Human, 1989. P. 1–49.

Crocket J.H. Platinum group element geochemistry of mafic and ultramafic rocks / In: *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Beneficiation of PGE (L.J. Cabri, ed.), CIM Spec.* 2002. V. 54. P. 177–210.

Cuadros J. Structural insights from the study of Cs-smectites submitted to wetting-and-drying cycles // *Clays and Clay Minerals.* 2002. V. 37. № 3. P. 473–486.

Cuadros J., Sainz-Diaz C., Ramirez R., Hernandez-Laguna A. Analysis of Fe segregation in the octahedral sheet of bentonitic illite-smectite by means of FT-IR, ²⁷Al MAS NMR and reverse Monte Carlo simulation // *Amer. J. Sci.* 1999. V. 299. № 4. P. 289–308.

Cullers R.L. Implication of elemental concentration for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // *Chemical Geology.* 2002. V. 191. P. 305–327.

Cullers R.L. The geochemical signatures of source rocks in size fractions of Holocene stream sediment derived from metamorphic rocks in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A // *Chemical Geology.* 1994. V. 113. № 3/4. P. 327–343.

Curtis G.H., Reynolds J.H. Notes of the potassium-argon dating of sedimentary rocks // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1958. V. 69. № 2. P. 151–160.

Dahl P.S., Holm D.K., Gardner E.T., Hubacher F.A., Foland K.A. New constraints on the timing of Early Proterozoic tectonism in the Black Hills (South Dakota), with implications for docking of the Wyoming province with Laurentia // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1999. V. 111. P. 1335–1349.

Dainyak L.G., Drits V.A., Heifits L.M. Computer simulation of cation distribution in dioctahedral 2:1 layer silicates using IR-data: Application to Mössbauer spectroscopy of a glauconite sample // *Clays and Clay Minerals.* 1992. V. 40. № 4. P. 470–479.

Dainyak L.G., Drits V.A., Lindgreen H. Computer simulation of octahedral cation distribution and interpretation of the Mössbauer Fe²⁺ components in dioctahedral trans-vacant micas // *Eur. J. Mineral.* 2004. V. 16. № 3. P. 451–468.

Dainyak L.G., Rusakov V.S., Sukhorukov I.A., Drits V.A. Octahedral cation distribution in glauconites from Southern Urals by combination of crystal-chemical model and quasi-continuous model-independent quadrupole splitting distributions (QSD) fitted to their Mössbauer spectra // *Eur. J. Mineral.* 2013. V. 25. № 3. P. 405–414.

Dainyak L.G., Rusakov V.S., Sukhorukov I.A., Zviagina B.B., Drits V.A. An improved model for the interpretation of mössbauer spectra of dioctahedral 2:1 trans-vacant Fe-rich micas: refinement of parameters // *Eur. J. Mineral.* 2009. V. 21. № 5. P. 995–1008.

Dainyak, L.G., Rusakov, V.S., Sukhorukov, I.A. Sukhorukov I.A., Drits V.A. Comparison between the quasi-continuous quadrupole splitting distributions (QSD) for Mössbauer spectra of glauconites and the QSD-profiles simulated on the basis of crystal-chemical model // *J. Phys.: Conf. Ser.* 2010. V. 217. № 1. P. 012052.

Dale C.W., Gannoun A., Burton K.W., Argles T.W., Parkinson I.J. Rhenium–osmium isotope and elemental behaviour during subduction of oceanic crust and the implications for mantle recycling // *Earth and Planetary Science Letters.* 2007. V. 253. P. 211–225.

Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // *Geological Society, London, Memoirs.* 2006. V. 32. P. 579–598.

Darby D., Wilkinson M., Fallick A.E., Haszeldine R.S. Illite dates record deep fluid movements in petroleum basins // *Petroleum Geoscience.* 1997. V. 3. № 2. P. 133–140.

Dauphas N., Chen J., Zhang J., Papanastassiou D., Davis A., Travaglio C. Calcium – 48 isotopic anomalies in bulk chondrites and achondrites: evidence for a uniform isotopic reservoir in the inner protoplanetary disk // *Earth and Planetary Science Letters.* 2014. 407. P. 96–108.

Dauphas N., Poitrasson F., Burkhardt C., Kobayashi H., Kurosawa K. Planetary and meteoritic Mg/Si and $\delta^{30}\text{Si}$ variations inherited from solar nebula chemistry // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. 427. P. 236–248.

Davies G.F. On the emergence of plate-tectonics // *Geology*. 1992. V. 20. P. 963–966.

Daynyak L.G., Drits V.A. Interpretation of Mössbauer spectra of nontronite, celadonite, and glauconite // *Clays and Clay Minerals*. 1987. V. 35. № 5. P. 363–372.

De Hoog J.C.M., Gall L., Cornell D.H. Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry // *Chemical Geology*. 2010. V. 270. P. 196–215.

Debaille V., O'Neill C., Brandon A.D., Haenecour P., Qing-Zhu Yin, Mattiell N., Treiman A. Stagnant-lid tectonics in early Earth revealed by ^{142}Nd variations in late Archean rocks // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. V. 373. P. 83–92.

deCapitani C., Brown T. The computation of chemical equilibrium in complex system containing non ideal solutions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1987. V. 51. P. 2639–2652.

Deconinck J.F., Strasser A., Debrabant P. Formation of illite minerals at surface temperature in Purbeckian sediments (lower Berriasian, Swiss and French Jura) // *Clays and Clay Minerals*. 1988. V. 28. № 1. P. 91–103.

DePaolo D.J. Neodymium Isotope Geochemistry. An Introduction / Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo. 1988. 190 p.

DeRonde C.E.J., Kamo S., Davis D.M., Dewit M.J., Spooner E.T.C. Field, geochemical and U-Pb isotopic constrains from hypabyssal felsic intrusions within the Barberton greenstone belt, South Africa: Implications for tectonics and the timing of gold mineralization // *Precambrian Research*. 1991. V. 49. P. 261–280.

Dimroth E., Chauvel J.J. Petrography of the Sokoman iron formation in part of the central Labrador trough, Quebec, Canada // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1973. V. 84. № 1. P. 111–134.

Dolgoplova A., Seltmann R., Armstrong R., Belousova E.; Pankhurst R.J.; Kavalieris I. Sr–Nd–Pb–Hf isotope systematics of the Hugo Dummett Cu–Au porphyry deposit (OyuTolgoi, Mongolia) // *Lithos*. 2013. T. 164–167. C. 47–46.

Drake M., Richter K. Determination the composition of the Earth // *Nature*. 2002. V. 416. P. 39–43.

Drake M.J., McFarlane E.A., Gasparik T., Rubie D.C., Agee C.B. Mg-perovskite/silicate melt and majorite garnet/silicate melt partition coefficients in system CaO–MgO–SiO₂ at high temperature and pressures // *Jour. of Geophysical Res.* 1993. V. 97. P. 5427–5431.

Drever J. I. The geochemistry of natural waters. / Prentice-Hall Inc. Englewood Cliffs, New Jersey. 1982. 437 p.

Drits V.A., Daynyak L.G., Muller F., Besson G., Manceau A. Isomorphous cation distribution in celadonites, glauconites and Fe-illites determined by Infrared, Mössbauer and EXAFS spectroscopy // *Clays and Clay Minerals*. 1997. V. 32. № 2. P. 153–179.

Drits V.A., McCarty D. A simple technique for a semi-quantitative determination of the trans-vacant and cis-vacant 2:1 layer contents in illites and illite-smectites // *American Mineral*. 1996. V. 81. № 7/8. P. 852–863.

Drummond M.S., Defant M.J. A model for trondhjemite–tonalite–dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. P. 21503–21521.

Dye S. Geo-neutrinos and silicate earth enrichment of U and Th // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 297. P. 1–9.

Dymek R.F., Brothers S.C., Schiffries C.M. Petrogenesis of ultramafic metamorphic rocks from the 3,800 Ma Isua supracrustal belt, West Greenland // *Journal of Petrology*. 1988. V. 29. P. 1353–1397.

Eales, H.V., de Klerk, W.J., Teigler, B. Evidence for magma mixing processes within the critical and lower zones of the northwestern Bushveld complex, South Africa // *Chemical Geology*. 1990. V. 88. P. 261–278.

Earth's Oldest Rocks. M.van Kranendonk, Smities R.H., Bennett V.C. (eds). *Developments in Precambrian geology*. 2007. V. 15. Elsevier, 1307 p.

Eberl D.D., Środoń J., Kralik M., Taylor B.E., Peterman Z.E. Ostwald ripening of clays and metamorphic minerals // *Science*. 1990. V. 248. № 4954. P. 474–477.

Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // *Geology*. 1992. V. 20. P. 641–644.

Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // *Lithos*. 1990. V. 26, P. 115–134.

Eilu P., Nykänen V. Active and ongoing gold exploration and mining in Northern Finland. Excursion guide in the 25th International Applied Geochemistry Symposium 2011, 22–26 August 2011, Rovaniemi, Finland. Vuorimiesyhdistys – Finnish Association of Mining and Metallurgical Engineers, Serie B92–7. 48 p.

Elliot W.C., Aronson J.L. Alleghanian episode of K-bentonite illitization in the southern Appalachian basin // *Geology*. 1987. V.15. № 8. P. 735–739.

Endo S., Wallis S., Hirata T., Anczkiewicz R., Platt J., Thirlwall M., Asahara Y. Age and early metamorphic history of the Sanbagawa belt: Lu–Hf and P–T constraints from the Western Iratsu eclogite // *Journal of Metamorphic Geology*. 2009. V. 27. P. 371–384.

Ericsson T., Wäppling R. Texture effects in 3/2-1/2 Mössbauer spectra // *J. Phys. Colloq*. 1976. V. 37. P. 719–723.

Esquevin J. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité // *Bull. Centre Rech. Pau – SNPA*. 1969. V. 3. № 1. P. 147–153.

Essene E.J., Peacor D.R. Clay mineral thermometry – a critical perspective // *Clays and Clay Minerals*. 1995. V. 43. № 5. P. 540–553.

Evans B.W., Frost B.R. Chrome-spinel in progressive metamorphism: A preliminary analysis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1975. V. 39. P. 959–972.

Evans B.W., Trommsdorff V. Stability of enstatite+talc, and CO₂-metasomatism of metaperidotite, Val d'Efra, Lepontine Alps // *Amer. J. of Sci.* 1974. V. 274. P. 274–296.

Fallick A.E., Macaulay C.I., Haszeldine R.S. Implications of linearly correlated oxygen and hydrogen isotopic compositions for kaolinite and illite in the Magnus sandstone, North Sea // *Clays and Clay Minerals*. 1993. V. 41. № 2. P. 184–190.

Farmer V.C. The layer silicates / In: *Infrared Spectra of Minerals*. Ed. Farmer V.C. Monograph. 4. London: Mineralogical Society, 1974. P. 331–363.

Faure G., Mensing T.M. Isotopes: principles and applications. 3rd ed. Hoboken, New Jersey: Wiley & Sons, Inc., 2005. 897 p.

Faure G., Powell J.L. Strontium Isotope Geology. / Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, and New York, 1972, 188 p

Fitoussi C., Bourdon B., Wang X. The building blocks of Earth and Mars: a close genetic link // *Earth and Planetary Science Letters*. 2016. V. 434. P. 151–160.

Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // *J. Geol. Soc. London*. 1987. V. 144. P. 531–542.

Foster P., Boss A. Injection of radioactive nuclides from the stellar source that triggered the collapse of the presolar nebula // *Astrophysical J*. 1997. V. 489. P. 346–357.

Foulger G. R. Plate vs plumes: a geological controversy. 2010. Wiley-Blackwell. Oxford. 328 p.

Freed R.L., Peacor D.R. Variability in temperature of the smectite illite reaction in Gulf Coast sediments // *Clays and Clay Minerals*. 1989. V. 24. № 2. P. 171–180.

Frei R., Bridgwater D., Rosing M., Stecher O. Controversial Pb-Pb and Sm-Nd isotope results in the early Archean Isua (West Greenland) oxide iron formation: Preservation of primary signatures versus secondary disturbances // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. V. 63. № 3. P. 473–488.

Friend C.R.L., Bennett V.C., Nutmann A.P. Abyssal peridotites >3,800 Ma from southern west Greenland: field relationships, petrography, geochronology, whole-rock and mineral chemistry of dunite and harzburgite inclusions in the Itsaq Gneiss Complex // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 71–92.

Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G., Collins W.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. P. 2033–2048.

Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // *Journal of Petrology*. 2011. V. 52. P. 39–53.

Frost, B.R., Frost, C.D. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks from the Re–Os isotope systematics of the Columbia River flood basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. 1998. V. 154. P. 1–11.

Frost, B.R., Frost, C.D. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks // *Journal of Petrology*. 2008. V. 49. P. 1955–1969.

Fryer B.J. Rare earth evidence in iron-formations for changing Precambrian oxidation states // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1977. V. 41. № 2. P. 361–367.

Fuhrman M.L., Lindsley D.H. Ternary-feldspar modeling and thermometry // *American Mineral*. V. 73. 1988. V. 73. P. 201–221.

Fyfe W.S. Evolution of the Earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? // *Chemical Geology*. 1978. V. 23. № 1–4. P. 89–114.

Gaal G. 2200 million years of crustal evolution: The Baltic shield // *Bull. Geol. Soc. Finland*. 1986. № 58. Part 1. P. 149–168.

Gaal G., Gorbatshev R. An outline of Precambrian evolution of the Baltic shield // *Precambrian Research*. 1997. V. 35. №. 1. P. 15–52.

Gao Ch., Rudnick R.L., Carlson R.W., McDonough W. F., Liu Y.-Sh. Re–Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China Craton // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 198. P. 307–322.

Gasparik T., Litvin Yu. Stability of Na₂Mg₂Si₂O₇ and melting relations on the forsterite-jadeite join at pressures up to 22 GPa // *Eur. J. Mineral*. 1997. V. 9. P. 311–326.

Gauthier-Lafaye F., Bros R., Stille P. Pb–Pb isotope systematics on diagenetic clays: an example from Proterozoic black shales of the Franceville basin (Gabon) // *Chemical Geology*. 1996. V. 133. № 1/4. P. 243–250.

Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re–equilibration of zircon in aqueous fluids and melts // *Elements*. 2007. V. 3. P. 43–50.

Ghiorso M.S., Hirschmann M.M., Reiners P.W., Kress V.C. The pMELTS: a revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2002. V. 3. № 5. 1030.

Giese U., Glasmacher U., Kozlov V.I., Matenaar I., Puchkov V.N., Stroink L., Bauer W., Ladage S., Walter R. Structural framework of the Bashkirian anticlinorium, SW Urals // *Geol. Rundsch*. 1999. V. 87. № 4. P. 526–544.

Glasmacher U.A., Bauer W., Clauer N., Puchkov V. Neoproterozoic metamorphism and deformation at the southeastern margin of the East European Craton, Uralides, Russia // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*. 2004. V. 93. № 5. P. 921–944.

Glasmacher U.A., Bauer W., Giese U., Reynolds P., Kober B., Puchkov V., Stroink L., Alekseev A., Willner A.P. The metamorphic complex of Beloretzk, SW Urals, Russia – a terrane with a polyphase Meso- to Neoproterozoic thermo-dynamic evolution // *Precambrian Research*. 2001. V. 110. № 1/4. P. 185–213.

Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseev A.A., Puchkov V.N., Taylor K., Gorozhanin V.M., Walter R. Thermochronology west of the Main Uralian Fault, Southern Urals, Russia // *Geol. Rundsch*. 1999. V. 87. № 4. P. 515–525.

Glebovitsky, V. A., Semenov, V. S., Beljatsky, B. V., Koptev-Dvornikov, E. V., Pehelintseva, N. F., Kireev, B. S., Koltsov, A.B. The structure of the Lukkulaivaara intrusion, Oulanka Group, Northern Karelia: petrological implications // *Can. Mineral*. 2001. V. 39. P. 607–637.

Glikson A. Early Archean Asteroid Impacts on Earth: Stratigraphic and Isotopic Age Correlations and Possible Geodynamic Consequences / In: *Earth's Oldest Rocks*. Eds.: Van Kranendonk M. J., Smithies R.H., Bennett V. C. *Developments in Precambrian Geology*. 15. Amsterdam: Elsevier, 2007. P.1087–1103.

Glikson A.Y. Asteroid/comet impact clusters, flood basalts and mass extinctions: significance of isotopic age overlaps // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. V. 236. P. 933–937.

Glikson A.Y., Allen C. Iridium anomalies and fractionated siderophile element patterns in impact ejecta, Brockman Iron-formation, Hamersley Basin, Western Australia: evidence for a major asteroid impact in simatic crustal regions of the early Proterozoic // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 220. P. 247–264.

Glikson A.Y., Vickers J. The 3.26–3.24 Ga Barberton asteroid impact cluster: tests of tectonic and magmatic consequences, Pilbara Craton, Western Australia // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. V. 241. P. 11–20.

Goldfarb R.I., Groves D.I., Cardoll S. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis // *Ore Geology Reviews*. 2001. V. 18. P. 1–75.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: Implications for crustal evolution // *Earth and Planetary Science Letters*. 1988. V. 87. № 3. P. 249–265.

Goncharov A.G., Ionov D.A. Redox state of deep off-craton lithospheric mantle: new data from garnet and spinel peridotites from Vitim, southern Siberia // *Contrib. Mineral. Petrol.* V. 164. P. 731–745.

Goncharov A.G., Ionov D.A., Doucet L.-S., Pokhilenko L.N. Thermal state, oxygen fugacity and C-O-H fluid speciation in cratonic lithospheric mantle: new data on peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, Siberia // *Earth and Planetary Science Letters*. 2012b. V. 357–358. P. 99–110.

Gorbunov I.A., Balagansky V.V., Mudruk S.V., Sidorov M.Yu., Kartushinskaya T.V. Structural evolution of an eclogite-bearing amphibolites complex, northern part of the Belomorian Province, Fennoscandian/Baltic Shield / In: *Precambrian High-Grade Mobile Belts. Extended Abstracts*. Petrozavodsk: KRC RAS, 2014. P. 27–31.

Gorokhov I.M., Clauer N., Turchenko T.L., Melnikov N.N., Kutuyavin E.P., Pirrus E., Baskakov A.V. Rb-Sr systematics of Vendian-Cambrian claystones from the east European Platform: Implications for a multi-stage illite evolution // *Chemical Geology*. 1994. V. 112. № 1/2. P. 71–89.

Gorokhov I.M., Siedlecka A., Roberts D., Melnikov N.N., Turchenko T.L. Rb-Sr dating of diagenetic illite in Neoproterozoic shales, Varanger Peninsula, North Norway // *Geological Magazine*. 2001. V. 138. № 5. P. 541–562.

Grant N.K., Laskowski T.E., Foland K.A. Rb-Sr and K-Ar ages of Paleozoic glauconites from Ohio-Indiana and Missouri, U.S.A // *Chemical Geology*. (Isot. Geosci. Section). 1984. V. 46. № 3. P. 217–239.

Grathoff G.H., Moore D.M. Characterization of the Waukesha Illite: A mixed-polytype illite in the Clay Mineral Society repository // *American Mineral*. 2002. V. 87. № 11/12. P. 1557–1563.

Grathoff G.H., Moore D.M. Illite polytype quantification using WILDFIRE© calculated X-ray diffraction patterns // *Clays and Clay Minerals*. 1996. V. 44. № 6. P. 835–842.

Grathoff G.H., Moore D.M., Hay R.L., Wenner K. Illite polytype quantification and K/Ar dating of Paleozoic shales: A technique to quantify diagenetic and detrital illite / In: J.Schieber, W.Zimmerle, P.Sethi (eds.), *Shales and Mudstones. II*. E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), D-70176 Stuttgart. 1998. P. 161–175.

Grathoff G.H., Moore D.M., Hay R.L., Wenner K. Origin of illite in the lower Paleozoic of the Illinois basin: Evidence for brine migrations // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2001. V. 113. № 8. P. 1092–1104.

Grzhdankin D. Patterns of evolution of the ediacaran soft-bodied biota // *Journal of Paleontology*. 2014. V. 88(2). P. 269–283.

Green D.H. Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth's upper mantle // *Phys. Chem. Minerals*. 2015. V. 42. P. 95–122.

Green T.H., Blundy J.D., Adam J., Yaxley G.M. SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2–7.5 GPa and 1080–1200 C // *Lithos*. 2000. V. 53. P. 165–187.

Greenfield J.E., Clarke G.L., Bland M., Clarke D.J. In situ migmatite and hybrid diatexite at Mt. Stafford, central Australia // *Journal of Metamorphic Geology*. 1996. V. 14. P. 413–426.

Gregoire M., Bell DR., Le Roex APL. Garnet lherzolites from the Kaapvaal Craton (South Africa): Trace element evidence for a metasomatic history // *Journal of Petrology*. 2002. V. 44. P. 629–657.

Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Abe N., Aulbach S., Davies R.M., Pearson N.J., Doyle B.J., Kivi K. The origin and evolution of Archean lithospheric mantle // *Precambrian Research*. 2003. V. 127. P. 19–41.

Griffin W.L., Spetsius Z.V., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. In situ Re-Os analysis of sulfide inclusions in kimberlitic olivine: New constraints on depletion events in the Siberian lithospheric mantle // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2002. V. 3, № 11. 1069. doi:10.1029/2001GC000287.

Grimes C., John B., Cheadle M., Mazdab F., Wooden J., Swapp S., Schwartz J. On the occurrence, trace element geochemistry and crystallization of zircon from in situ ocean lithosphere // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2009. V. 163. № 6. P. 757–778.

Grimes C., Ushikabo T., John B., Valley J.W. Uniformly mantelike $\delta^{18}\text{O}$ in zircons from oceanic plagiogranites and gabbros // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 161. № 1. P. 13–33.

Grove D.I., Barrett F.M., Binns, R.A., McQueen K.G. Spinel phases associated with metamorphosed volcanic-type iron-nickel sulphide ores from Western Australia // *Econ. Geol.* 1977. V. 72. P. 1224–1244.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Hronsky J.M.A., Vielreicher R.M. Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits // *Econ. Geol.* 2005. V. 100. № 2. P. 203–224.

Guggenheim S., Adams J.M., Bain D.C., Bergaya F., Brigatti M.F., Drits V.A., Formoso M.L.L., Gala' E., Kogure T., Stanjek H. Summary of recommendations of Nomenclature Committees relevant to clay mineralogy: report of the Association Internationale Pour L'etude des Argiles (AIPEA) Nomenclature Committee for 2006 // *Clays and Clay Minerals*. 2006. V. 54. № 6. P. 761–772.

Gurney J. J., Harte B., Cox K. G. Mantle xenoliths in the Matsoku kimberlite pipe // *Phys. Chem. Earth*. 1975. V. 9. P. 507–523.

Halden N.M., Hawthorne F.C., Campbell J.L., Teesdale W.J., Maxwell J.A., Higuchi D. Chemical characterisation of oscillatory zoning and overgrowths in zircon using 3 MeV μ PIXE // *Can. Mineral.* 1993. V. 31. P. 637–647.

Halla J. Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in Southern Karelian Domain, eastern Finland: Pb and Nd isotopic constraints on crust-mantle interactions // *Lithos.* 2005. V. 79. P. 161–168.

Halverson G. P., Poitrasson F., Hoffman P. F., Nédélec A., Montel J. M., Kirby J. Fe isotope and trace element geochemistry of the Neoproterozoic syn-glacial Rapitan iron formation. // *Earth and Planetary Science Letters.* 2011. V. 309. № 1. P. 100–112.

Hamade T., Konhauser K. O., Raiswell R., Goldsmith S., Morris R. C. Using Ge/Si ratios to decouple iron and silica fluxes in Precambrian banded iron formations // *Geology.* 2003. V. 31. № 1. P. 35–38.

Hamilton P.J., Giles M.R., Ainsworth P. K-Ar dating of illites in Brent Group reservoirs: a regional perspective / In: Morton A., Haszeldine R., Giles M. and Brown S. (eds.), *Geology of the Brent Group.* Geological Society, London, Special Publication. 1992. № 61. P. 377–400.

Hamilton W.B. Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics // *Precambrian Research.* 1998. V. 91. P. 143–179.

Han T. M., Runnegar B. Megascopic eukaryotic algae from the 2.1-billion-year-old Negaunee Iron-Formation, Michigan // *Science.* 1992. V. 257. № 5067. P. 232–236.

Hanchar J.M., van Westrenen W. Rare earth element behavior in zircon–melt systems // *Elements.* 2007. V. 3. P. 37–42.

Hansen E., Ahmed K., Harlov D. Rb depletion in biotites and whole rocks across an amphibolite to granulite facies transition zone, Tamil Nadu, South India // *Lithos.* 2002. V. 64. P. 29–47.

Hansen V. L. Venus: a thin-lithosphere analog of Early Earth? / In: *Earth's Oldest Rocks.* Eds.: Van Kranendonk M. J., Smithies R.H., Bennett V. C. Developments in Precambrian Geology. 15. Amsterdam; Elsevier, 2007. P. 987–1012.

Hanski E.J., Melezhik V.A. Litho- and Chronostratigraphy of the Palaeoproterozoic Karelian Formations / In: *Reading the archive of Earth's oxygenation* (Melezhik V.A. ed.). Springer. 2012. V.1. P. 39–110.

Harley S.L., Kelly N.M. Zircon tiny but timely // *Elements.* 2007. V. 3. P. 13–18.

Harley S.L., Kelly N.M., Möller A. Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains // *Elements.* 2007. V. 3. P. 25–30.

Harper D.A., Longstaffe F.J., Wadleigh M.A., McNutt R.H. Secondary K-feldspar at the Precambrian-Paleozoic unconformity, southwestern Ontario // *Can. J. Earth Sci* (?). 1995. V. 32. № 9. P. 1432–1450.

Harrison T. M., Watson E. B., Aikman A. K. Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks // *Geology.* 2007. V. 35. P. 635–638.

Hart S.R., Ravizza G. Os partitioning between phases in ilmenite and basalt / In: Basu A., Hart S.R. (Eds.). *Earth Processes: Reading the Isotopic Code.* AGU. Geophys. Monogr. 1996. V. 95. P. 123–134.

Haugaard R., Ootes L., Creaser R. A., Konhauser K. O. The nature of Mesoarchean seawater and continental weathering in 2.85 Ga banded iron formation, Slave craton, NW Canada // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2016. V. 194, № 1. P. 34–56.

Hauri E.H., Hart S.R. Rhenium abundances and systematics in oceanic basalts // *Chemical Geology.* 1997. V. 139. P. 185–207.

Hay R.L., Lee M., Kolata D.R., Matthews J.C., Morton J.B. Episodic potassic diagenesis of Ordovician tuffs in the Mississippi Valley area // *Geology.* 1988. V. 16. № 8. P. 743–747.

Hayes J.M., Kaplan Y.R., Wedeking K.W. Precambrian organic geochemistry: preservation and record / In: *Earths earliest biosphere.* Princeton: Univ. Press, 1983. P. 93–134.

Heaman L.M., Creaser R.A., Cookenboo I., Chachccko T. Multi-stage modification of the Northern Slave mantle lithosphere: evidence from zircon- and diamond-bearing eclogite xenoliths in Jericho kimberlite, Canada // *Journal of Petrology.* 2006. V. 47 (4). P. 821–858.

Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sediment. Petrol.* 1988. V. 58. № 5. P. 820–829.

Herwartz D., Nagel T.J., Munker C., Scherer E.E., Froitzheim N. Tracing two orogenic cycles in one eclogite sample by Lu-Hf garnet chronometry // *Nature Geoscience.* 2011. V. 4. P. 178–183.

Herwartz D., Pack A., Krylov D., Xiao Y., Muehlenbachs K., Sengupta S., Di Rocco T. Revealing the climate of snowball Earth from $\Delta^{17}\text{O}$ systematics of hydrothermal rocks // *PNAS.* 2015. V. 112. № 17. P. 5337–5341.

Herzberg C. Generation of plume magmas through time: an experimental perspective // *Chemical Geology.* 1995. V. 126. P. 1–16.

Herzberg C. Generation of plume magmas through time: an experimental approach // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. P. 4521–4540.

Herzberg C., O'Hara M.J. Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic age // *Journal of Petrology.* 2002. V. 43. № 10. P. 1857–1883.

Herzberg C., Viditi C., Starkey N.A. Nickel-cobalt contents of olivine record origins of mantle peridotite and related rocks // *American Mineral.* 2016. <http://dx.doi.org/10.1017/2016-5538>

Hoatson D.M., Shen-Su Sun. Archean layered mafic-ultramafic intrusions in the west Pilbara craton, Western Australia: A synthesis of some of the oldest orthomagmatic mineralizing systems in the World // *Econ. Geol.* 2002. V. 97. № 4. P. 847–873.

Hoffbauer R., Hoernes S., Fiorentini E. Oxygen isotope thermometry based on a refined increment method and its application to granulite-grade rocks from Sri Lanka // *Precambrian Research.* V. 66. № 1–4. P. 199–220.

Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature.* 1997. V. 385. P. 219–229.

Hokkanen T., Helta P., Juopperi H., Konnunaho J., Layahe Y., Luukkonen E., Pietikainen K., Pulkkinen A., Sorjonen-Ward P., Vaasjoki M., Whitehouse M. The age of the Archaean greenstone belts of Finland // *Geol. Surv. Finland. Spec. Paper.* 2012a. V. 12. P. 73–174.

Holland TJB, Powel R. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest // *Journal of Metamorphic Geology*. 1998. V. 16. P. 309–344.

Hollister L.S. Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model // *Science*. 1966. V. 154. № 3757. P. 1647–1651.

Holst J., Paton C., Wieland D., Bizzaro M. Tungsten in bulk meteorites and their inclusions // *Met. Planet. Sci.* 2015. V. 50. P. 1643–1660.

Honga D., Zhanga J., Wang T., Wang S.G., Xie X.L. Continental crustal growth and the supercontinental cycle: evidence from the Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2004. V. 23. P. 799–813.

Horne R. A. Marine Chemistry; the structure of water and the chemistry of the hydrosphere. New York: Wiley-Interscience, 1969. 568 p.

Hoskin P.W.O., Ireland T. R. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator // *Geology*. 2000. V. 28. P. 627–630.

Hoskin P.W.O. Trace element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2005. V. 69. P. 637–648.

Hoskin P.W.O., Kinny P.D., Wyborn D. Chemistry of hydrothermal zircon: investigating timing and nature of water-rock interaction / In: *Water-Rock Interaction, WRI-9*. Aehart G.B., Hulston J.R. (eds). Rotterdam. 1998. P. 545–548.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. V. 53. P. 27–62.

Hower J., Eslinger E.V., Hower M.E., Perry E.A. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments. I. Mineralogical and chemical evidence // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1976. V. 87. № 5. P. 725–737.

Huang S., Jacobsen S.B., Mukhopadhyay S. $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ systematics of Earth are inconsistent with a superchondritic Sm/Nd ratio // *PNAS*. 2013. 110. P. 4929–4934.

Huggett J.M., Cuadros J. Low-temperature illitization of smectite in the Late Eocene and Early Oligocene of the Isle of Wight (Hampshire Basin), U.K // *Amer. Mineral.* 2005. V. 90. № 7. P. 1192–2002.

Huggett J.M., Gale A.S., Clauer N. Nature and origin of non-marine 10Å clay from the Late Eocene and Early Oligocene of the Isle of Wight (Hampshire Basin), U.K // *Clays and Clay Minerals*. 2001. V. 36. № 3. 447–464.

Huhma H. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Proterozoic Svecofennian crust in Finland // *Geol. Surv. Finland. Bull.* V. 337. 48 p.

Huhma H., Kontinen A., Mikkola P., Halkoaho T., Hokkanen T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Luukkonen E., Mutanen T., Peltonen P., Pietikäinen K., Pulkkinen A. Nd isotopic evidence for Archaean crustal growth in Finland // *Geol. Surv. Finland. Spec. Paper*. 2012b. V. 12. P. 175–212.

Huhma H., Manttari I., Peltonen P., Kontinen A., Halkoaho T., Hanski E., Hokkanen T., Huittinen P., Juopperi H., Konnunaho J., Layahe Y., Luukkonen E., Pietikäinen K., Pulkkinen A., Sorjonen-Ward P., Vaasjoki M., Whitehouse M. The age of the Archaean greenstone belts of Finland // *Geol. Surv. Finland. Spec. Paper*. 2012a. V. 12. P. 73–174.

Hurley P.M. Absolute abundance and distribution of Rb, K and Sr in the Earth. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1968. V. 32. P. 273–283.

Hurley P.M., Cormier R.F., Hower J., Fairbairn H.W., Pinson Jr.W.H. Reliability of glauconite for age measurement by K-Ar and Rb-Sr methods // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1960. V. 44. № 11. P. 1793–1808.

Inoue T., Rapp R. P., Zhanget J., Gasparik T., Weidner D.J., Irifune T. Garnet fractionation in a hydrous magma ocean and the origin of Al-depleted komatiites: melting experiments of hydrous pyrolite with REEs at high pressure // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. V. 177. P. 81–87.

Inoue T., Weidner D. J., Northrup P. A., Parise J. B. Elastic properties of hydrous ringwoodite (a-phase) in Mg_2SiO_4 // *Earth and Planetary Science Letters*. 1998. V. 160. P. 107–113.

Ionov D.A., Doucet L.S., Ashchepkov I.V. Composition of the lithospheric mantle in the Siberian craton: New constraints from fresh peridotites in the Udachnaya-East kimberlite // *Journal of Petrology*. 2010. V. 51. P. 2177–2210.

Irvine TN, Keith DW, Todd SG (1983) The J-M platinum-palladium Reef of the Stillwater Complex, Montana: II. Origin by double diffusive convective magma mixing and implications for the Bushveld Complex // *Econ. Geol.* V. 78. P. 1287–1334.

Irving G.G., Pearson D.G., Kjarsgaard B.A., Carlson R.W., Kopylova M.G., Dreibus G. A. Re-Os isotope and PGE study of kimberlite-derived peridotite xenoliths from Somerset Island and a comparison to the Slave and Kaapvaal cratons // *Lithos*. 2003. V. 71. P. 461–488.

Jaboyedoff M., Bussy F., Kübler B., Thelin Ph. Illite “crystallinity” revisited // *Clays and Clay Minerals*. 2001. V. 49. № 2. P. 156–167.

Jackson M., Carlson R., Kurz M., Kempton P., Francis D., Blusztajn J. Evidence for the survival of the oldest terrestrial mantle reservoir // *Nature*. 2010. V. 466. P. 853–858.

Jackson M., Jellinek A. Major and trace element composition of the high $^3\text{He}/^4\text{He}$ mantle: implications for the composition of a nonchondritic Earth // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. V. 14. P. 2954–2976.

Jacob D., Jagoutz E., Lowry D., Matthey D., Kudrjavitseva G. Diamondiferous eclogites from Siberia: remnants of Archean oceanic crust // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. V. 58. № 23. P. 5191–5207.

Jacob D.E. Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites // *Lithos*. 2004. V. 77. P. 295–316.

Jacob D.E., Foley S.F. Evidence for Archean ocean crust with low high field strength element signature from diamondiferous eclogite xenoliths // *Lithos*. 1999. V. 48. P. 317–336.

Jacob D.E., Schmickler B., Schulze D.J. Trace element geochemistry of coesite-bearing eclogites from Robert Victor kimberlite, Kaapvaal craton // *Lithos*. 2003. V. 71. P. 337–351.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites. II // *Earth and Planetary Science Letters*. V. 67. № 2. P. 137–150.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites // Earth and Planetary Science Letters. 1980. V. 50. P. 139–155.

Jagoutz E., Jolter B., Varela M., Zartman R., Kurat G., Lugmair G. Pb-U-Th isotopic evolution of the O'Orbigny angrit // Lun. Planet. Conf. 2002. 33. P. 1043.

Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H., Blum K., Cendales M., Dreibus G., Spettel B., Lorenz V., Wanke H. The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules / In: Proc. Lun. Planet. Sci. Conf. 10th. 1979. P. 2031–2050.

Jahn B.-M., H. Cuvellier. Pb-Pb and U-Pb geochronology of carbonate rocks: an assessment // Chemical Geology. (Isot. Geosci. Sect.). 1994. V. 115. № 1/2. P. 125–151.

Javoy M. Stable isotopes and geothermometry // J. Geol. Soc. London. 1977. V. 133. P. 609–636.

Javoy M. The integral enstatite chondrite model of the Earth // Geoph. Res. Lett. 1995. 22. № 1b. P. 2219–2222.

Javoy M., Kaminski E. Earth's uranium and thorium content and geoneutrinos fluxes based on enstatite chondrites // Earth and Planetary Science Letters. 2014. V. 407. P. 1–8.

Javoy M., Kaminski E., Guyot F., Andrault D., Sanloup C., Moreira M., Labrosse S., Jambou A., Agrinier P., Davaille A., Jaupart C. The chemical composition of the Earth: enstatite chondrite models // Earth and Planetary Science Letters. 2010. 293. P. 259–268.

Jiang J., Lasaga A.C. The effect of post-growth thermal events on growth-zoned garnet: implications for metamorphic PT history calculations // Contrib. Mineral. Petrol. V. 105. P. 454–459.

John T., Scherer E.E., Haase K., Schenk V. Trace element fractionation during fluid-induced eclogitization in a subducting slab: trace element and Lu-Hf-Sm-Nd isotope systematics // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 227. P. 441–456.

Johnson S.P., De Waele B., Evans D., Banda W., Tembo F., Milton J.A., Tani K. Geochronology of the Zambezi supracrustal sequence, southern Zambia: a record of Neoproterozoic divergent process along the southern margin of the Congo Craton // Jour. Geology. 2007. V. 115 (3). P. 355–374.

Juopperi H., Konnunaho J., Luukkonen E., Mutanen T., Peltonen P., Pietikäinen K., Pulkkinen A. Nd isotopic evidence for Archaean crustal growth in Finland // Geol. Surv. Finland. Spec. Paper. 2012b. V. 12. P. 175–212.

Kabata-Pendias A. Trace Elements in Soils and Plants. CRC Press Book, Taylor and Francis Group. Boca Raton. 2010. 548 p.

Kamber B.S., Bolhar R., Webb G.E. Geochemistry of late Archaean Stromatolites from Zimbabwe: evidence for microbial life in restricted epicontinental seas // Precambrian Research. 2004. V. 132. № 4. P. 379–399.

Kaulina T.V., Sinai M.Y., Savchenko E.E. Crystallogenic models for metasomatic replacement in zircons: implications for U-Pb geochronology of Precambrian rocks // Int. Geol. Rev. 2015. V. 57. P. 1526–1542.

Keith D. W., Todd S. G., Irvine T. N. Setting and compositions of the J-M platinum-palladium Reef and other sulphide zones in the Banded Series of the Stillwater Complex. Carnegie Institution of Washington Year Book 81, Washington DC. 1982. P. 281–286.

Kelly E.D., Carlson W.D., Connelly J.N. Implications of garnet resorption for the Lu-Hf garnet geochronometer: an example from the contact aureole of the Makhavinekh Lake Pluton, Labrador // Journal of Metamorphic Geology. 2011. V. 29. P. 901–916.

Kettrup B., Deutsch F., Masaitis V.L. Geochemical heterogeneity of impact melt coated gneiss bombs, Popigai crater, Russia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2003. V. 67. P. 733–750.

Key R.M., Liyungu A.K., Njamu F.M., Somwe V., Banda J., Mosley P.N., Armstrong R.A. The western arm of the Lufilian Arc, NW Zambia and its potential for copper mineralisation // Journal of African Earth Science. 2001. V. 33 3/4. P. 503–528.

Kirchenbaur M., Pleuger J., Jahn-Awe S., Nagel T.J., Froitzheim N., Fonseca R.O.C., Munker C. Timing of high-pressure metamorphic events in the Bulgarian Rhodopes from Lu-Hf garnet geochronology // Contrib. Mineral. Petrol. 2012. V. 163. P. 897–921.

Kirsimäe K., Jørgensen P. Mineralogical and Rb-Sr isotope studies of low-temperature diagenesis of Lower Cambrian clays of the Baltic Paleobasin of North Estonia // Clays Clay Minerals. 2000. V. 48. № 1. P. 95–105.

Kirsimäe K., Jørgensen P., Kalm V. Low-temperature diagenetic illite-smectite in Lower Cambrian clays in North Estonia // Clay Minerals. 1999. V. 34. № 1. P. 151–163.

Kisch H.J. Incipient metamorphism of Cambro-Silurian clastic rocks from the Jamtland Supergroup, Central Scandinavian Caledonides, western Sweden: illite crystallinity and “vitrinite” reflectance // J. Geol. Soc. London. 1980. V. 137. № 3. P. 271–288.

Kisch H.J. Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks // Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks. 2. G.Larsen and G.V.Chilingar, eds. New York: Elsevier, 1983. P. 289–493.

Kitakaze A., Sugaki A., Itih H., Komatsu R. A revision of phase relations in the system Fe-Ni-S from 650 (degrees) to 450 (degrees) // Can. Mineral. 2011. V. 49. N. 6. P. 1687–1710.

Klemme S. The influence of Cr on the garnet-spinel transition in the earth's mantle: experiments in the system MgO-Cr2O3-SiO2 and thermodynamic modelling // Lithos. 2004. V. 77. P. 639–646.

Klemme S., Ivanic T.J., Connolly J., Harte B. Thermodynamic modelling of Cr-bearing garnets with implications for diamond inclusions and peridotite xenoliths // Lithos. 2009. 112S. P. 986–991.

Kohn M.J., Valley J.W. Oxygen isotope geochemistry of amphiboles: isotope effects of cation substitutions in minerals // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. V. 62. № 11. P. 1947–1958.

Konhauser K.O., Lalonde S.V., Amskold L., Holland H. D. Was There Really an Archean Phosphate Crisis? // *Science*. V. 315, № 5816, P. 1234.

Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Dokukina K.A., Kaulina T.V., Bayanova T.B., Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. The Salma eclogites of the Belomorian Province, Russia: HP/UHP metamorphism through the subduction of Mesoarchean oceanic crust // In: *Dobrzhinetskaya, L.F., Faryad, S.W., Wallis, S.* (Eds.), *Ultrahigh-Pressure Metamorphism. 25 Years After the Discovery of Coesite and Diamond*. 2011. Elsevier, P. 623–670 (Chapter 19).

Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Volodichev O.I. Petrology of eclogites of the Belomorian province // 32nd IGC. Abstracts. Part 1. Florence, 2004. P. 108.

Konopelko D., Savatenkov V., Glebovitsky V., Kotov A., Sergeev S., Matukov D., Kovach V., Zagornaya N. Nd isotope variation across the Archaean-Proterozoic boundary in the North Ladoga Area, Russian Karelia // *Geol. Foren. Stockholm Forh.* 2005. V. 127. P. 113–120.

Kopylova M. G., Russell J. K., Cookenboo H. Petrology of peridotite and pyroxenite xenoliths from the Jericho kimberlite: implications for the thermal state of the mantle beneath the Slave craton, northern Canada // *Journal of Petrology*. 1999. V. 40. P. 79–104.

Korolev N.M., Nikitina L.P., Dubinina E.O., Zinchenko V.N., Melnik A.E., Joao F. Origin of high-alumina and low-magnesia mantle eclogites from the Catoca pipe (N.-E. Angola) // *Goldschmidt Conference Abstracts*. 2016.1591.

Kralik M., Schramm J.M. Illit-Wachstum: Übergang Diagenese-Metamorphose in Karbonat- und Tongesteinen der Nördlichen Kalkalpen: Mineralogie und Isotopengeologie (Rb-Sr, K-Ar und C-O) // *Jb. Geol. Bundesanstalt*. 1994. V. 137. № 1. P. 105–137.

Kramers, Tolstikhin, Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust // *Chemical Geology*. 1997. V. 139(1) P. 75–110.

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // *American Mineral*. 1983. 68. P. 277–279.

Kroner A., Compston W. Archaean tonalitic gneiss of Finnish Lapland revisited: zircon ionprobe ages // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 104. P. 348–350

Kruger F.J. The Sr-isotope stratigraphy of the western Bushveld Complex // *S Afr J Geol*. 1994. 97:393–398.

Krylov D.P. O¹⁸ depletion in corundum bearing rocks from North Karelija (the Baltic Shield) // *Water-rock interaction 12*. 2007. London: Taylor and Francis Group. P. 87–89.

Krylov D.P., Hoernes S., Bridgwater D. Changes in the ¹⁸O/¹⁶O ratios of fluids as evidence for different metamorphic episodes in high grade gneisses from the Konovalov Mountains area (Rayner Complex, East Antarctica) // *Chemical Geology*. 1998. V. 147. № 3–4. P. 295–312.

Krylov D.P., Mineev S.D. The concept of model-temperature in oxygen isotope geochemistry: An example of a single outcrop from the Rayner Complex (Enderby Land, East Antarctica) // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. V. 58. № 20. P. 4465–4473.

Krylov D.P., Zagnitko V.N., Hoernes S., Lugovaja I.P., Hoffbauer R. Oxygen isotope fractionation between zircon and water: experimental determination and comparison with quartz-zircon calibrations // *Eur. J. Mineral.* 2002. V. 14. № 4. P. 849–853.

Kröner A., Kovach V.P., Kozakov I.K., Kirnozova T., Azimov P., Wong J., Gen H.Y. Zircon ages and Nd–Hf isotopes in UHT granulites of the Ider Complex: A cratonic terrane within the Central Asian Orogenic Belt in NW Mongolia // *Gondwana Research* 27 (2015) 1392–1406.

Kubler B. "Cristallinite" de l'illite et mixed-layers: breve revision // *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 1990. V. 70. № 1. P. 89–93.

Kubler B. La cristallinite de l'illite et les zones tout a fait superieures du metamorphisme // J.-P. Schaer (Editor), *Colloque sur les etages Tectoniques*, Univ. Neucha tel. Neucha tel: A la Baconnière, 1966. P. 105–122.

Kullerud G. Thermal stability of pentlandite // *Can. Mineral.* 1963. V. 7. P. 353–366.

Kurzweil F., Claire M., Thomazo C., Peters M., Hannington M., Strauss H. Atmospheric sulfur rearrangement 2.7 billion years ago: Evidence for oxygenic photosynthesis // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. V. 366, № 1. P. 17–26.

Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Letnikova E.F., Kaurova O.K., Konstantinova G.V. Age constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from combined Sr isotopes and Pb–Pb dating of carbonates from the Baikal type section, southeastern Siberia // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 62. P. 51–66.

Kuznetsov N.B., Meert J.G., Romanyuk T.V. Ages of detrital zircons (U/Pb, LA-ICP-MS) from the Latest Neoproterozoic–Middle Cambrian(?) Asha Group and Early Devonian Takaty Formation, the Southwestern Urals: A test of an Australia-Baltica connection within Rodinia // *Precambrian Research*. 2014. V. 244. P. 288–305.

Kylander-Clark A.R., Hacker B.R., Johnson C.M., Beard B.L., Mahlen N.J., Lapen T.J. Coupled Lu–Hf and Sm–Nd geochronology constrains prograde and exhumation histories of high- and ultrahigh-pressure eclogites from western Norway // *Chemical Geology*. 2007. V. 242. P. 137–154.

Laajoki K. Karelian supracrustal rocks / Lehtinen M., Nurmi P.A., Rämö O.T. (Eds.) *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield* // Amsterdam. *Developments in Precambrian Geol.* 2005. V. 14. P. 279–342.

LaBerge G.L. Microfossils and Precambrian iron formations // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1967. V. 78. № 2. P. 331–342.

LaBerge G.L. Possible Biological Origin of Precambrian Iron-Formations // *Econ. Geol.* 1973. V. 68. № 7. P. 1098–1109.

Lagos M., Scherer E.E., Tomaschek F., Münker C., Keiter M., Berndt J., Ballhaus C. High precision Lu–Hf geochronology of Eocene eclogite-facies rocks from Syros, Cyclades, Greece // *Chemical Geology*. 2007. V. 243. P. 16–35.

Lahtinen R. Crustal evolution of the Svecofennian and Karelian domain during 2.1–1.79 Ga, with special emphasis on the geochemistry and origin of 1.93–1.91 Ga gneissic and associated supracrustal rocks in the Rautalampi area, central Finland // *Geol. Surv. Finland. Bull.* 1994. V. 378. 128 p.

Lahtinen R. Geochemistry of Paleoproterozoic supracrustal and plutonic rocks in the Tampere-Hameelinna area, southern Finland // *Geol. Surv. Finland. Bull.* 1996. V. 389. 113 p.

Lahtinen R., Huhma H., Kahkonen Y., Manttari I. Paleoproterozoic sediment recycling during multiphase orogenic evolution in Fennoscandia, the Tampere and Pirkanmaa belts, Finland // *Precambrian Research.* 2009. V. 174. P. 310–336.

Lahtinen R., Huhma H., Kontinen A., Kohonen J., Sorjonen-Ward P. New constraints for the source characteristics, deposition and age of the 2.1–1.9 Ga metasedimentary cover at the western margin of the Karelian Province // *Precambrian Research.* 2010. V. 176. P. 77–93.

Lander R.H., Bloch S., Mehta S., Atkinson C.D. Burial diagenesis of paleosols in the Giant Yacheng gas field, People's Republic of China: Bearing on illite reaction pathways // *J. Sediment. Petrol.* 1991. V. 61. № 2. P. 256–268.

Lang J.R., Baker T. Intrusion-related gold systems: The present level of understanding // *Mineralium deposita.* 2001. V. 36. P. 477–489.

Lanson B., Besson G. Characterization of the end of smectite-to-illite transformation: Decomposition of X-ray patterns // *Clays Clay Minerals.* 1992. V. 40. № 1. P. 40–52.

Lapen T.J., Johnson C.M., Baumgartner L.P., Mahlen N.J., Beard B.L., Amato J.M. Burial rates during prograde metamorphism of an ultra-high-pressure terrane: an example from Lago di Cignana, western Alps, Italy // *Earth and Planetary Science Letters.* 2003. V. 215. P. 57–72.

Lassiter J.C., Hauri E.H. Osmium-isotope variations in Hawaiian lavas: evidence for recycled oceanic lithosphere in the Hawaiian plume // *Earth and Planetary Science Letters.* 1998. V. 164 (3–4). P. 483–496.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre M., Le Bas M.J., Sabine P.A. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell, 1989.

Lee J.K.W., Williams I.S., Ellis D.J. Pb, U and Th diffusion in natural zircon // *Nature.* 1997. V. 390. P. 159–162.

Lee T., Papanastassiou D., Wasserburg G.J. Demonstration of ²⁶Mg excess in Allende and evidence for ²⁶Al // *Geoph. Res. Lett.* 1976. 3. P. 109–112.

Lenoir X., Carrido C.J., Bodinier J.-L., Dautria J.-M., Jervilla F. The Recrystallization Front of the Ronda Peridotite: Evidence for Melting and Thermal Erosion of Subcontinental Lithospheric Mantle beneath the Alboran Basin // *Journal of Petrology.* 2001. V. 42. No 1. P. 141–158.

Leshner C.M., Burnham O.M., Keays R.R., Barnes S.-J., Hulbert L. Trace elements geochemistry and petrogenesis of barren and ore-associated komatiites // *Can. Mineral.* 2001. V. 39. P. 673–696.

Leshner C.M. Komatiite-associated nickel sulfide deposits // *Econ. Geol.* 1989. V. 4. P. 45–101.

Leya I., Schonbachler M., Kruhenbuhl U., Halliday A. New titanium isotope data for Allende and Efremovka Ca Al // *Astrophysical J.* 2009. 702. P. 1118–1126.

Li Sh.-Sh., Keerthy S., Santosh M., Singh S.P., Deering C.D., Satyanarayanan M., Praveen M.N., Aneeshkumar V., Indu G.K., Anilkumar Y., Sajinkumar K.S. Anatomy of

impactites and shocked zircon grains from Dhala reveals Paleoproterozoic meteorite impact in the Archean basement rocks of Central India // *Gondwana Research.* 2018. V. 54. P. 81–101.

Li W., L. Beard B. L., Johnson C. M. Biologically recycled continental iron is a major component in banded iron formations // *Proceedings of the National Academy of Sciences.* 2015. V. 112. № 27. P. 8193–8198.

Li X.-P., Rahn M., Bucher K. Serpentinites of the Zermatt-Saas ophiolite complex and their texture evolution // *Journal of Metamorphic Geology.* 2004. V. 22. P. 159–177.

Lipson J.F. K-Ar dating of sediments // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1956. V. 10. № 1/2. P. 149.

Litasov K.D., Ohtani E. The solidus of carbonated eclogite in the system CaO–Al₂O₃–MgO–SiO₂–Na₂O–CO₂ to 32 GPa and carbonatite liquid in the deep mantle // *Earth and Planetary Science Letters.* 2010. V. 295. P. 115–126.

Litasov K.D., Shatskiy A., Fei Y., Suzuki A., Ohtani E., Funakoshi K. Pressure–volume–temperature equation of state of tungsten carbide to 32 GPa and 1673 K // *Journal of Applied Physics.* 2010. V. 108. 053513, doi:10.1063/1.3481667.

Liu F., Gerdes A., Liu P. U-Pb, trace element and Lu-Hf properties of unique dissolution-reprecipitation zircon from UHP eclogite in SW Sulu terrane, eastern China // *Gondwana Research.* 2012. V. 22. P. 169–183.

Liu F., Gerdes A., Zeng L., Xue H. SHRIMP U-Pb dating, trace elements and the Lu-Hf isotope system of coesite-bearing zircon from amphibolite in the SW Sulu UHP terrane, eastern China // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2008. V. 72. P. 2973–3000.

Liu J., Rudnick R.L., Walker R.J., Gao S., Wu F., Piccolia P.M. Processes controlling highly siderophile element fractionations in xenolithic peridotites and their influence on Os isotopes // *Earth and Planetary Science Letters.* 2010. V. 297. P. 287–297.

Liu Y.-C., Gu X.-F., Li S.-G., Hou Z.-H., Song B. Multistage metamorphic events in granulitized eclogites from the North Dabie complex zone, central China: Evidence from zircon U-Pb age, trace element and mineral inclusion // *Lithos.* 2011. V. 122. P. 107–121.

Lobach-Zhuchenko S. B., Kaulina T. V., Baltybaev S. K., Balagansky V. V., Egorova Yu. S., Lokhov K. I., Skublov S. G., Sukach V. V., Bogomolov E. S., Stepanyuk L. M., Galankina O. L., Berezhnaya N. G., Kapitonov I. N., Antonov A. V., Sergeev S. A. The long (3.7–2.1 Ga) and multistage evolution of the Bug Granulite–Gneiss Complex, Ukrainian Shield, based on the SIMS U–Pb ages and geochemistry of zircons from a single sample In: *Archaean Cratons - New Insights on Old Rocks (From: Halla, J., Whitehouse, M. J., Ahmad, T. & Bagai, Z. (eds) Crust–Mantle Interactions and Granitoid Diversification: Insights from Archaean Cratons. Geological Society, London, Special Publications, 449).*

Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Chekulaev V.P., Levsky L.K., Bogomolov E.S., Krylov I.N. Geochemistry and petrology of 2.40–2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // *Precambrian Research.* 1998. V. 92. P. 223–250.

- Lobach-Zhuchenko S.B., Balagansky V.V., Baltybaev Sh.K., Bibikova E.V., Chekulaev V.P., Yurchenko A.V., Arestova N.A., Artemenko G.V., Egorova Yu.S., Bogomolov E.S., Sergeev S.A., Skublov S.G., Presnyakov S.L. The Orekhov–Pavlograd Zone, Ukrainian Shield: Milestones of its evolutionary history and constraints for tectonic models // *Precambrian Research*. 2014. V. 252. P. 71–87.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Sergeev S.A., Levchenkov O.A., Krylov I.N. Archaean rocks from Southeastern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain) // *Precambrian Research*. 1993. V. 62. P. 375–397.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Egorova Ju.S. Atypical geochemistry of the Iherzolite enclave in the Paleoproterozoic Bug Granulite complex – participation of the chondritic material? *Geoph. Res. Abs.* V. 19, EGU2017.
- Lopez J.M.G., Bauluz B., Fernandez-Nieto C., Oliete A.Y. Factors controlling the trace-element distribution in fine-grained rocks: the Albiankaolinit-rich deposits of the Oliete Basin (NE Spain) // *Chemical Geology*. 2005. V. 214. № 1. P. 1–19.
- Lorand J-P., Schmidt G., Palme H., Kratz K-L. Highly siderophile element geochemistry of the Earth's mantle: new data for the Lanzo Italy and Ronda Spain orogenic peridotite bodies // *Lithos*. 2000. V. 53. P. 149–164.
- Ludwig K. P. *Isoplot/Ex. A User's Manual*; Berkeley, CA, USA. Berkeley Geochronology Center. 2001. Special Publication. № 1a. 56 p.
- Ludwig K.P. *SQUID 1. 00. A User's Manual*; Berkeley, CA, USA. Berkeley Geochronology Center. 2000. Special Publication. № 2. 17 p.
- Ludwig K.R. *PBDAT for MS-DOS. A computer program for IBM-PC compatibles for processing raw Pb-U-Th isotope data. Version 1.06.* U.S. Geol. Surv. 1989. Open File Rep. 88–542. 40 p.
- Macaulay C.I., Fallick A.E., Haszeldine R.S., Graham C.M. Methods of laser-based stable isotope measurement applied to diagenetic cements and hydrocarbon reservoir quality // *Clay Minerals*. 2000. V. 35. № 1. P. 313–322.
- Macdonald F. A., Schmitz M. D., Crowley J. L., Roots C. F., Jones D. S., Maloof A. C., Schrag D. P. Calibrating the Cryogenian // *Science*. 2010. V.327. № 5970. P. 1241–1243.
- Maier W.D., Peltonen P., Halkoaho T., Hanski E. Geochemistry of komatiites from the Tipasjarvi, Kuchmo, Soumussalmi, Illomantsi and Tulppio greenstone belts, Finland: implication for tectonic setting and Ni sulfide prospectivity // *Precambrian Research*. 2013. V. 228. P. 63–84.
- Mallik A., Dasgupta R. Reaction between MORB-eclogite derived melts and fertile peridotite and generation of ocean island basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. 2012. V. 329–330. P. 97–108.
- Manceau A., Chateigner, D. Gates, W.P. Polarized EXAFS, distance-valence least-squares modeling (DVLS), and quantitative texture analysis approaches to the structural refinement of Garfield nontronite // *Phys. Chem. Minerals*. 1998. V. 25. № 5. P. 347–365.
- Manceau A., Lanson B., Drits V.A., Chateigner D., Gates W.P., Wu J., Huo D., Stucki J.W. Oxidation-reduction mechanism of iron in dioctahedral smectites: 1. Crystal chemistry of oxidized reference nontronites // *American Miner.* 2001. V. 85. № 1. P. 133–152.
- Manhes G., Allegre C.J., Provost A. U-Th-Pb systematics of the eucrite “Juvinas”. Precise age determination and evidence for exotic lead // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984. V. 48. 12. P. 2247–2264.
- Manhes G., Minster J.E., Allegre C.J. Comparative uranium-thorium-lead and rubidium-strontium study of the Severin Amphoterite: Consequences for early Solar System chronology // *Earth and Planetary Science Letters*. 1978. V. 39. № 1. P. 14–24.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1989. V. 101. P. 635–643.
- Marcantonio F., Zindler A., Elliott T., Staudigel H. Os isotope systematics of La Palma, Canary-Islands – evidence for recycled crust in the mantle source of HIMU ocean islands // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. V. 133 (3–4). P. 397–410.
- Marchesi C., Daled Ch.W., Garridob C.J., Pearsons D.G., Bosche D., Bodinierec J-L., Gervilla F., Hidasb K. Fractionation of highly siderophile elements in refertilized mantle: Implications for the Os isotope composition of basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 400 P. 33–44.
- Mariga J., Ripley E.M., Li C. Oxygen isotopic studies of the interaction between xenoliths and mafic magma, Voisey's Bay Intrusion, Labrador, Canada // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. V. 70. № 19. P. 4977–4996.
- Markl G. Mullite-corundum-spinel-cordierite-plagioclase xenoliths in the Skaergaard Marginal Border Group: multi-stage interaction between metasediments and basaltic magma // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 149. № 2. P. 196–215.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implication for crustal evolution // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 1–24.
- Martin H. The adakitic magmas: Modern analogs of Archaean granitoids: *Lithos*. 1999. V. 46.
- Martin H. The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust, in *Condie, K.C., ed., The Archean crustal evolution: 1995* Amsterdam, Elsevier, p. 205–259.
- Matenaar I., Glasmacher U.A., Pickel W., Giese U., Pazukhin V.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Stroink L., Walter R. Incipient metamorphism between Ufa and Beloretsk, western fold-and-thrust belt, southern Urals, Russia // *Geol. Rundsch.* 1999. V. 87. № 4. P. 545–560.
- Mavrogenes J.A., O'Neill H. St. C. The relative effects of pressure, temperature and oxygen fugacity on the solubility of sulfide in mafic magma // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. V. 65. P. 1175–1180.
- McCoy T.J., Walker R.J., Goldstein J.I., Yang J., McDonough W.F., Rumble D., Chabot N.L., Ash R.D., Corrigan C.M., Michael J.R., Kotula P.G. Group IVA irons: New constraints on the crystallization and cooling history of an asteroidal core with a complex history. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. V.75. 2011. P. 6821–6843.
- McCulloch M.T., Bennett V.C. Progressive growth of the earth's continental crust and depleted mantle: Geochemical constraints. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. V.58. P. 4717–4738.
- McDonough W., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.

McDonough W.F. Compositional model for the Earth's Core. In: The Mantle and Core: Treatise on Geochemistry. V.2. Ed: R.W. Carlson. 2005. P. 547–569.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Econ. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.

McDougall I. Potassium-argon dating of glauconite from a greensand drilled at Site 270 in the Ross Sea, DSDP Leg 28 // *Initial Rep. of the Deep Sea Drilling Project.* 1977. V. 36. Part 6. P. 1071–1072.

McFarlane C.R., Connelly J.N., Carlson W.D. Intracrystalline redistribution of Pb in zircon during high-temperature contact metamorphism // *Chemical Geology.* 2005. V. 217. P. 1–28.

McIntyre G.A., Brooks C., Compston W., Turek A. The statistical assessment of Rb-Sr isochrons // *J. Geophys. Res.* 1966. V. 71. № 22. P. 5459–5468.

McKenzie D., O'Nions R. K. Mantle reservoirs and ocean island basalts // *Nature.* 1983. V. 301. P. 229–231.

McLennan M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 284, 1993. P. 21–40.

McMullin D.W., Berman R.A., Greenwood H.J. Calibration of the SGAM thermometer for pelitic rocks using data from phase-equilibrium experiments and natural assemblages // *Can. Mineral.* 1991. V. 29. P. 889–908.

Meibom A., Norman H., Sleep N.S., Chamberlain C. Page, Coleman Robert G., Freit Robert, Hren Michael T., Wooden Joseph L. Re-Os isotopic evidence for long-lived heterogeneity and equilibration processes in the Earth's upper mantle // *Nature.* 2002. V. 419.

Meisel T., Walker R.J., Irving A.J., Lorand J.-P. Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: a global perspective // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2001. V. 65. P. 1311–1323.

Meisel T., Walker R.J., Morgan J.W. The osmium isotopic composition of the Earth's primitive upper mantle // *Nature.* 1996. V. 383. P. 517–520.

Meisel Th., Reisberg L., Moser J., Carignan J., Melcher F., Brüggemann G. Re-Os systematics of UB-N, a serpentinized peridotite reference material // *Chemical Geology.* 2003. V. 201. P. 161–179.

Melezhik V.A., Hanski E.J. Palaeotectonic and Palaeogeographic Evolution of Fennoscandia in the Early Palaeoproterozoic // *Reading the archive of Earth's oxygenation* (Editor-in-Chief V.A. Melezhik). Springer. 2012. V.1. P. 111–178.

Melezhik V.A., Pokrovsky B.G., Fallick A.E., Kuznetsov A.B., Bujakaite M.I. Constraints on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of Late Ediacaran seawater: insight from Siberian high-Sr limestones // *J. Geol. Soc.* 2009. V. 166. № 1. P. 183–191.

Menzies A.H., Carlson R.W., Shirey S.B., Gurney J.J. Re-Os systematics of diamond-bearing eclogites from the Newlands kimberlite // *Lithos.* 2003. V. 71. P. 323–336.

Meunier A., Velde B. Illite. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag. 2004. 286 pp.

Miller C., Zanetti A., Thöni M., Konzett J. Eclogitisation of gabbroic rocks: redistribution of trace elements and Zr in rutile thermometry in an Eo-Alpine subduction zone (Eastern Alps) // *Chemical Geology.* 2007. V. 239. P. 96–123.

Millot R., Allegre C.-J., Gaillardet J., Roy S. Lead isotopic systematics of major river sediments: a new estimate of the Pb isotopic composition of the Upper Continental Crust // *Chemical Geology.* 2004. V. 203. P. 75–90.

Milord I., Sawyer E.W., Brown M. Formation of diatexite migmatite and granite Magma during anatexis of semi-pelitic metasedimentary rocks: an example from St. Malo, France // *Journal of Petrology.* 2001. V.42. № 3. P.487–505.

Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N., Natarov L.M., Shchipansky A.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Dokukina K.A., Kaulina T.V. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // *Geology.* 2010. V. 38. № 8. P. 739–742.

Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N. The Meso-Neoarchean Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution // *Gondwana Research.* 2014a. V. 25. Iss. 2. P. 561–584.

Mints M.V., Konilov A.N., Dokukina K.A. Belomorian eclogite province, Salma association, Kola Peninsula: Uzkaya and Shirokaya Salma localities // *Precambrian High-Grade Mobile Belts. Field Guidebook.* Petrozavodsk: KRC RAS. 2014b. P. 38–63.

Mittlefehldt D. Achondrites. In: *Treatise of geochemistry.* Eds. Turekian K., Holland H. 2nd Edition. Elsevier. Amsterdam. 2007. P. 1–47.

Mochalov A.G., Khoroshilova T.S. The Konder alluvial placer of platinum metals // *International platinum.* Athens: Theophrastus publications, 1998. C. 206–220.

Moczyłowska M. Taxonomic review of some Ediacaran acritarchs from the Siberian Platform // *Precambrian Research.* 2005. V. 136. P. 283 – 307.

Moczyłowska M., Vidal G., Rudavskaya V.A. Neoproterozoic (Vendian) phytoplankton from the Siberian Platform, Yakutia // *Palaeontology.* 1993. V. 36. P. 495 – 521.

Moine B.N., Gre'Goire M., O'Reilly S.Y., Sheppard S.M.F., Cottin J.Y. High field strength element fractionation in upper mantle: Evidence from amphibole-rich composite mantle xenoliths from the Kerguelen islands (Indian ocean) // *Journal of Petrology.* 2001. V. 42. N 11. P. 2145–2167.

Möller A., Appel P., Mezger K., Schenk V. Evidence for a 2 Ga subduction zone: eclogites in the Usagarian belt of Tanzania // *Geology.* 1995. V. 23. P. 1067–1070.

Moore D.M. Diagenesis of the Purington shale in the Illinois Basin and implications for the diagenetic state of sedimentary rocks of shallow Paleozoic basins // *Jour. Geology.* 2000. V. 108. № 5. P. 553–567.

Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman, J., Aoki K., Gottardi G. Nomenclature of pyroxenes // *American Mineral.* 1988. V 73. P. 1123–1133.

Morton J.P. Rb-Sr dating of diagenesis and source age of clays in Upper Devonian black shales of Texas // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1985a. V. 96. № 8. P. 1043–1049.

Morton J.P. Rb-Sr evidence for punctuated illite/smectite diagenesis in the Oligocene Frio Formation, Texas Gulf Coast // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1985b. V. 96. № 1. P. 114–122.

Morton J.P., Long L.E. Rb-Sr ages of glauconite recrystallization: dating times of regional emergence above sea level // *J. Sediment. Petrol.* 1984. V. 54. № 2. P. 495–506.

- Mossman J.R.* K–Ar dating of authigenic illite-smectite clay material: Application to complex mixtures of mixed-layer assemblages // *Clay Minerals*. 1991. V. 26. № 2. P. 189–198.
- Mossman J.R., Clauer N., Liewig N.* Dating thermal anomalies in sedimentary basins: the diagenetic history of clay minerals in the Triassic sandstones of the Paris Basin (France) // *Clay Minerals*. 1992. V. 27. № 2. P. 211–226.
- Moynier F., Duphas N., Podosek F.* A search for ^{70}Zn anomalies in meteorites // *Astrophysical J.* 2009. 700. P. 92–95.
- Mukasa S.B., Wilson A.H., Katherine R. Young K.R.* Geochronological constraints on the magmatic and tectonic development of the Pongola Supergroup (Central Region), South Africa // *Precambrian Research*. 2013. V. 224. P. 268–286/
- Murakami M., Hirose K., Yurimoto H., Nakashima S., Takafuji N.* Water in the Earth's lower mantle // *Science*. 2002. V. 295. P. 1885–1887.
- Murphy U., Brandon A., Debaille V., Burgess R., Ballentine C.* In search of hidden long-term isolated sub-chondritic $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ reservoir in the deep mantle: implications for the Nd isotope systematics of the Earth // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010. 74. P. 738–750.
- Murray R. W.* Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications // *Sedimentary Geology*. 1994. V. 90. №. 3–4. P. 213–232.
- Murray R. W., Ten Brink M. R. B., Gerlach D. C., Russ G. P., Jones, D. L.* Rare earth, major, and trace element composition of Monterey and DSDP chert and associated host sediment: Assessing the influence of chemical fractionation during diagenesis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1992. V. 56. № 7. P. 2657–2671.
- Mutanen T., Huhma H.* The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archean Pudasjarvi Granulite Belt, northern Finland // *Bull. Geol. Soc. Finland*. 2003. V. 75. P. 51–68.
- Mysen B.O.* Redox equilibria of iron and silicate melt structure: Implications for olivine/melt element partitioning // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. V. 70. P. 3121–3138.
- Nath B.N., Kunzendorf H., Pluger W.L.* Influence of provenance, weathering, and sedimentary processes on the elemental ratios of the fine-grained fraction of the bedload sediments from the Vembanad lake and the Adjoining continental shelf, Southwest coast of India // *J. Sediment. Res.* 2000. V. 70. № 5. P. 1081–1094.
- Neal C.R., Taylor L.A., Davidson J.P., Holden P., Halliday A.N., Nixon P.H., Paces J.B., Clayton R.N., Mayeda T.K.* Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa, part 2: Sr, Nd, and O isotope geochemistry // *Earth and Planetary Science Letters*. 1990. V. 99. P. 362–379.
- Nelson D.R., Chivas A.R., Chappell B.W., McCulloch, M.T.* Geochemical and isotope Carbonates and implications for the evolution of ocean-island sources // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1988. V. 52. P. 1–17.
- Nesbit R.W., Sun S.-S., Purvis A.C.* Komatiites geochemistry and genesis // *Can. Mineral*. 1979. V. 17. P. 165–186.
- Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motion inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 715–717.
- Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motion inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 715–717.
- Nichols A.R.L., Carroll M.R., Hoskuldsson A.* Is the Iceland hot spot also wet? Evidence from the water contents of undegassed submarine and subglacial pillow basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 202. P. 77–87.
- Nielsen S., Prytulak J., Wood B., Halliday A.* Vanadium isotopic difference between the silicate Earth and meteorites // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. 389. P. 167–175.
- Nikitina L.P., Babushkina M.S., Goncharov A.G.* Geochemistry of REE and HFSE from the upper mantle peridotite and pyroxenite xenoliths from Quarternary basalts of Northwestern Spitsbergen // *Zapiski RMO (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*. 2016. Pt. CXLV, No 1. P. 26–47.
- Nikitina L.P., Bogomolov E.S., Krymsky R.Sh., Belyatsky B.V., Korolev N.M., Zinchenko V.N.* Nd–Sr–Os systems of eclogites in the lithospheric mantle of the Kasai Craton (Angola) // *Russian Geology and Geophysics*. 2017. V. 58. P. 1307–1318.
- Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P.* The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // *Precambrian Research*. 1992. V. 54. P. 195–210.
- Nye J.* Physical properties of crystals. Oxford. Clarendon. 1987. V. 329. P. 73–74.
- O'Neil J., Carlson R.W., Francis D., Stevenson R.K.* Neodymium-142 evidence for Hadean mafic crust // *Science*. 2008. V. 321. P. 1828–1839.
- O'Brien H., Huhma H., Sorjonen-Ward P.* Petrogenesis of the late Archean Hattu schist Belt, Ilomantsi, Eastern Finland: geochemistry and Sr, Nd isotopic composition // *Geological development/ gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist Belt, Ilomantsi, Eastern Finland. Geol. Surv. Finland. Spec. Paper. 17.* 1993. P. 147–184.
- O'Neil J., Carlson R., Francis D., Stevenson R.* ^{142}Nd evidence for Hadean mafic crust // *Science*. 2008. 321. P. 1828–1831.
- O'Neil J., Palme H.* Collisional erosion and the non-chondritic composition of the terrestrial planets // *Phil. Trans. Royal Society of London*. 2008. 366. P. 4205–4238.
- Odin G.S., Dodson M.H.* Zero isotopic age of glauconies // *Numerical Dating in Stratigraphy*. G.S.Odin, ed., Chichester: Wiley & Sons, 1982. P. 277–305.
- Ohmoto H.* The Archean atmosphere, hydrosphere and biosphere // *Developments in Precambrian geology*. 2004. V. 12. P. 361–388
- Ohr M., Halliday A.N., Peacor D.R.* Mobility and fractionation of rare earth elements in argillaceous sediments: Implications for dating diagenesis and low-grade metamorphism // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. V. 58. № 1. P. 289–312.
- Ohr M., Halliday A.N., Peacor D.R.* Sr and Nd isotopic evidence for punctuated clay diagenesis, Texas Gulf Coast // *Earth and Planetary Science Letters*. 1991. V. 105. № 1/3. P. 110–126.
- Origin of high-alumina and low-magnesia mantle eclogites from the Catoca pipe (N.-E. Angola) // Goldschmidt Conference Abstracts.* 2016. 1591. P. 411–429.

Otamendi J.E., Rosa J.D., Douce A.E.P., Castro A. Rayleigh fractionation of heavy rare earths and yttrium during metamorphic garnet growth // *Geology*. 2002. V. 30. P. 159–162.

Paavola J. A communication of the U-Pb and K-Ar age relations of the Archaean basement in the Lapinlahti – Varpaisjarvi area, central Finland // *Geol. Surv. Finland. Bull.* 1986. V. 339. P. 7–15.

Paliulionyte V., Meisel Th., Ramminger P., Kettisch P. High pressure as her digestion and an isotope dilution-ICP-MS method for the determination of platinum-group element concentrations in chromite reference materials CHR-Bkg, GAN Pt-1 and HH // *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2006. V. 30. P. 87–96.

Palme H, O'Neill H.St.C. Cosmochemical Estimates of Mantle Composition / In: *Treatise on geochemistry*. Elsevier. 2003. V. 2. P. 1–38.

Palme H., Zipfel J. The earth contains a large fraction of material not presented by meteorites // 47th Lun. Plan. Conf. 2016. # 2262 pdf.

Papunen H., Halkoaho T., Luukkonen E. Archaean evolution of the Tipasjarvi-Kuhmo-Suomussalmi Greenstone Complex, Finland // *Geol. Surv. Finland Bull.* 2009. V. 403. 68 p.

Peacock C. L., Lalonde S. V., Konhauser K.O. Iron minerals as archives of Earth's redox and biogeochemical evolution // *EMU notes in Mineralogy*. 2016. V. 17. chapter 6. P. 113–164.

Pearce J.A., Barker P. F., Edwards S. J., Parkinson I. J., Leat P. T. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc–basin system, South Atlantic // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 139. P. 36–53.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. P. 956–983.

Pearson D.G. The age of continental roots // *Lithos*. 1999. V. 48. P. 171–194.

Pearson D.G., Canil D., Shirey S.B. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds // *Treatise on Geochemistry*. 2003. Elsevier. V. 2. P. 172–270.

Pearson D.G., Carlson R.W., Shirey S.B., Boyd F.R., Nixon P.H. The stabilisation of Archaean lithospheric mantle: a Re-Os isotope study of peridotite xenoliths from the Kaapvaal craton // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995b. V. 134. P. 341–357.

Pearson D.G., Irvine G.J., Ionov D.A., Boyd F.R., Dreibus G.E. Re-Os isotope systematics and Platinum Group Element fractionation during mantle melt extraction: A study of massif and xenolith peridotite suites // *Chemical Geology*. 2004. V. 208. P. 29–59.

Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W., Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Shimizu N. Re-Os, Sm-Nd and Rb-Sr isotope evidence for thick Archaean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multi-stage metasomatism // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995a. V. 59. P. 959–977.

Pearson D.G., Snyder G.A., Shirey S.B., Taylor L.A., Sobolev N.V. Re-Os isotope evidence for a mid-Archaean age of diamondiferous eclogite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, Siberia: constraints on eclogite petrogenesis, and Archaean tectonics // *Mineral. Magazine*. 1994. V. 58A. № 2. P. 705–706.

Pearson D.G., Wittig N. The formation and evolution of cratonic mantle lithosphere – evidence from mantle xenoliths // *Treatise on Geochemistry*. 2nd Edition. Elsevier. 2014. P. 255–290.

Pearson D.G., Woodland S.J. Solvent extraction/anion exchange separation and determination of PGEs (Os, Ir, Pt, Pd, Ru) and Re-Os isotopes in geological samples by isotope dilution ICP-MS // *Chemical Geology*. 2000. V. 165. P. 87–107.

Peck J., Keays R.I. Insights into the behaviour of precious metals in primitive, S-undersaturated magmas: Evidence from the Heazlewood River complex, Tasmania // *Can. Mineral.* 1990. V. 28. P. 553–577.

Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Mouttaqi A., Annich M., El Hakour A., Deloule E., Feraud G. Hydrothermal zircons: a tool for ion microprobe U-Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit - Morocco) // *Chemical Geology*. 2007. V. 245. P. 135–161.

Peltonen P., Brüggmann G. Origin of layered continental mantle (Karelian craton, Finland): Geochemical and Re-Os isotope constraints // *Lithos*. 2006. V. 89. P. 405–423.

Perkins D., Anthony E.Y. The evolution of spinel lherzolite xenoliths and the nature of the mantle at Kilbourne Hole, New Mexico // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 162. P. 1139–1157.

Pesonen L.J., Elming S.A., Mertanen S. S., Pisarevski S., D'Agrella M.S., Meert J.G., Schmidt P.W. Paleomagnetic configuration of continents during Proterozoic // *Tectonophysics*. 2003. V. 375. P. 289–324.

Petit C., Déverchère J. Structure and evolution of the Baikal rift: A synthesis // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. T. 7. - C. Q11016, doi:11010.11029/12006GC001265

Pevear D.R. Illite age analysis, a new tool for basin thermal history analysis // Kharaka Y.K., Maest A.S. (eds). *Water-Rock Interaction*. Balkema. Rotterdam. 1992. P. 1251–1254.

Pfannes H.D., Gonser U. Goldanskii-Karyagin effect versus preferred orientation (texture) // *Appl. Phys.* 1973. V. 1. № 2. P. 93–102.

Pietiköinen K., Pulkkinen A., Sorjonen-Ward P., Vaasjoki M., Whitehouse M. The age of the Archaean greenstone belts of Finland // *Geol. Surv. Finland. Spec. Paper*. 2012a. V. 12. P. 73–174.

Planavsky N., Bekker A., Rouxel O.J. Balz Kamber, Hofmann A., Knudsen A., Lyons T.W. Rare earth element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: new perspectives on the significance and mechanisms of deposition // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010. V. 74. № 12. P. 6387–6405

Plank T., Langmuir C. H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chemical Geology*. 1998. V. 145. P. 325–394.

Podosek F., Ott U., Brandon A.D., Neal C., Bernatowicz T., Swan P., Mahan S. Thoroughly anomalous chromium in Orgueil // *Met. Planet. Sci.* 1997. 32. P. 617–627.

Polat A., Kerrich R., Wyman D.A. The late Archean Schreiber-Hemlo and White River-Dayohessarah greenstone belts, Superior Province: collages of oceanic plateaus, oceanic arcs, and subduction-accretion complexes // *Tectonophysics*. 1998. V. 289. P. 295–326.

Poudjom Djomant Y.H., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Morgan P. The density structure of subcontinental lithosphere through time // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 184. P. 605–621.

Powerman, V., Shatsillo, A., Chumakov, N., Kapitonov, I., Hourigan, J. Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // *Precambrian Research*. 2015. V. 267. P. 39–71.

Pringle E., Moynier F., Savage P., Badro J., Barrat J. Silicon isotopes in angrites and volatile loss in planetesimals // *PNAS*. 2014. 111. P. 17029–17032.

Puchtel I.S., Hofman A.W., Amelin Yu.V., Garbe-Schonberg C.-D., Samsonov A.V., Shchipansky A.A. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. V. 63. № 21. P. 3579–3595.

Puchtel I.S., Hofman A.W., Mezger A.W., Jochum K.R., Shchipansky A.A., Samsonov A.V. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: A case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth and Planetary Science Letters*. 1998. V. 155. P. 57–74.

Qin L., Carlson R., Alexander C. Correlated nucleosynthetic isotopic variability in Cr, Sr, Ba, Sm, Nd and Hf in Murchison and QUE 97008 // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2011. 75. P. 7806–7828.

Raahel-Ladoga zone. Geological maps 1:1 000 000. Structure-lithology, metamorphism and metallogeny. Editors: Koistinen T. and Saltykova T. Helsinki. 1999.

Raedeke L. D. Platinum group metals in the Stillwater Complex, in Ranta, DD, Kamilli RJ, Pansze AJ (eds) 1983. Symposium on genesis of Rocky Mountain ore deposits: denver, Colorado, Explor. Geologists Soc. Denver Region, Proc 31–37.

Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa // *Chemical Geology*. 1999. V. 160. № 4. P. 335–356.

Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalites // *Precambrian Research*. 1991. V. 51. P. 1–25.

Räsänen, J., Iljina, M., Karinen, T., Lauri, L., Salmirinne, H., Vuollo, J. 2003. Geologic map of the Koillismaa area, northeastern Finland, 1:200 000. Geological Survey of Finland (in electronic format, data available at the database of the Geological Survey of Finland, Rovaniemi Unit).

Regelow M., Elliott T., Coath C. Nickel isotope heterogeneity in the early Solar system // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. 272. P. 330–338.

Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Al'Mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya. Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia // *Lithos*. 2005. V.79. P.425–452.

Reisberg L.C., Allegre C.J., Luck J.-M. The Re-Os systematics of the Ronda ultramafic complex in southern Spain // *Earth and Planetary Science Letters*. 1991. V. 105. P. 196–213.

Reynard B., Lécuyer C., Grandjean P. Crystal-chemical controls on rare-earth element concentrations in fossil biogenic apatites and implications for paleoenvironmental reconstructions // *Chemical Geology*. 1999. V. 155. №. 3. P. 233–241.

Reynolds J. Determination of the age of elements // *Phys. Rev. Lett.* 1960a. 4. P. 8–10.

Reynolds J. Isotopic composition of primordial xenon // *Phys. Rev. Lett.* 1960b. 4. P. 351–354.

Richard P., Shimizu N., Allegre C. J. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ a natural tracer: An application to oceanic basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. 1976. V. 31. P. 269–278.

Richardson S.H., Shirey S.B., Harris J.W., Carlson R.W. Archean subduction recorded by Re-Os isotopes in eclogitic sulfide inclusions in Kimberley diamonds // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 191. P. 257–266.

Richter F.M. A major change in the thermal state of Earth at the Archaean-Proterozoic boundary: consequences for the nature and preservation of continental lithosphere // *Journal of Petrology*. Sp. Lithosphere Iss. 1988. P. 39–52.

Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Y., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P. V., Müller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert E.W., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R. Nomenclature of the micas // *Can. Mineral.* 1998. V. 36. № 3. P. 905–912.

Rietmeijer F.J.M. Chemical distinction between igneous and metamorphic orthopyroxenes especially those coexisting with Ca-rich clinopyroxene: a re-evaluation // *Mineral. Magazine*. 1983. V. 47. P. 143–151.

Rizo H., Walker R., Carlson R., Horan M., Mukhopadhyay S., Mauthos V., Francis D., Jackson M. Preservation of Earth-forming events in the tungsten isotopic composition of modern flood basalts // *Science*. 2016. 352. P. 809–813.

Roberts B., Merriman R.J. The distinction between Caledonian burial and regional metamorphism in metapelites from North Wales: an analysis of isocryst patterns // *J. Geol. Soc. London*. 1985. V. 142. № 4. P. 615–624.

Robinson D., Bevins R.E. Incipient metamorphism in the Lower Paleozoic marginal basin of Wales // *Journal of Metamorphic Geology*. 1986. V. 4. № 1. P. 101–113.

Rollinson H. Eclogite xenoliths in west African kimberlites as residues from Archaean granitoid crust formation // *Nature*. 1997. V. 389. P. 173–176.

Rollinson H. Recognizing early Archaean mantle: reappraisal // *Contr. Mineral. Petrol.* 2007. V. 154. P. 241–252.

Rona P. A. Hydrothermal mineralization at seafloor spreading centers // *Earth-Science Reviews*. 1984. V. 20. №. 1. 104 p.

Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio // *Jour. Geology*. 1986. V. 94. № 5. P. 635–650.

Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // *Chemical Geology*. 1988. V. 67. P. 119–139.

Roth A., Bourdon B., Mojzsis S., Touboul M., Sprung P., Guitreau M., Blichert-Toff J. Inherited ^{142}Nd anomalies in Eoarchean protoliths // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. 361. P. 50–57.

Roy-Barman M., Allegre C.J. $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ in oceanic island basalts: tracing oceanic crust recycling in the mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. V. 129. P. 145–161.

Roy-Barman M., Allègre C.J. $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ ratios of mid-ocean ridge basalts and abyssal peridotites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. V. 58. P. 5043–5054.

Roy-Barman M., Luck J.M., Allegre C.J. Os isotopes in orogenic lherzolite massifs and mantle heterogeneities // *Chemical Geology*. 1996. V. 130. P. 55–64.

Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // *Chemical Geology*. 2002. V. 184. P. 123–138.

Rubatto D., Hermann J. Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): implications for Zr and Hf budget in subduction zones // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2003. V. 67. P. 2173–2187.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // *Treatise on Geochemistry*. 2003. V. 3. P. 1–64.

Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Rev. Geophys.* 1995. V. 33. P. 267–309.

Rudnick R.L., Gao S., Ling W.-li., Liu Y.-shen, McDonough W.F. Petrology and geochemistry of spinel xenoliths from Hannuoba and Qixia, North China craton // *Lithos*. 2004. V. 77. P. 609–637.

Rudnick R.L., Walker R.J. Interpretation ages from Re-Os isotopes in peridotites // *Lithos*. 2009. V. 112S. P. 1083–1095.

Runkenburg K., Brandon A., Humayun M. Osmium isotope systematics of ureilites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. 71. P. 2402–2413.

Sainz-Diaz C.I., Hernández-Laguna A., Dove M.T. Theoretical modeling of cis-vacant and trans-vacant configurations in the octahedral sheet of illites and smectites // *Phys. Chem. Miner.* 2001. V. 28. № 3. P. 322–331.

Sainz-Diaz C.I., Palin E.J., Dove M. T., Hernández-Laguna A. Monte Carlo simulation of ordering of Al, Fe, and Mg cation in the octahedral sheet of smectites and illites // *American Mineral*. 2003. V. 88. № 7. P. 1033–1045.

Sakharov B.A., Besson G., Drits V.A., Kameneva M.Y., Salyn A.L., Smoliar B.B. X-ray study of the nature of stacking faults in the structure of glauconites // *Clay Minerals*. 1990. V. 25. № 4. P. 419–435.

Samsonov A.V., Bogina M.M., Bibikova E.V. Petrova A.Ju., Shchipansky A.A. The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: implications for tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 83–106.

Savage P., Moyner F. Silicon isotopic variation in enstatite meteorites: clues to their origin and Earth-forming material // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. 361. P. 487–496.

Sawyer E. W. Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: the significance of diatexites // *Journal of Petrology*. 1998. V.39. № 6. P. 1147–1167.

Schaltegger U., Stille P., Rais N., Piqué A., Clauer N. Neodymium and strontium isotopic dating of diagenesis and low-grade metamorphism of argillaceous sediments // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. V. 58. № 5. P. 1471–1481.

Scherer E.E., Cameron K.L., Blichert-Toft J. Lu-Hf garnet geochronology: closure temperature relative to the Sm-Nd system and the effects of trace mineral inclusions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2000. V. 64. P. 3413–3432.

Scherer E.E., Münker C., Mezger K. Calibration of the Lutetium-Hafnium Clock // *Science*. 2001. V. 293. P. 683–687.

Schiano O., Birck J.-L., Allègre C.J. Osmium–strontium–neodymium–lead isotopic covariations in mid-ocean ridge basalt glasses and the heterogeneity of the upper mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. V. 150. P. 363–379.

Schmidberger S.S., Francis D. Constraints on the Trace Element Composition of the Archean Mantle Root beneath Somerset Island, Arctic Canada // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. P. 1095–1117.

Schmidt A., Mezger K., O'Brien P.J. The time of eclogite formation in the ultrahigh pressure rocks of the Sulu terrane. Constraints from Lu-Hf garnet geochronology // *Lithos*. 2011. V. 125. P. 743–756.

Schmidt A., Weyer S., Mezger K., Scherer E.E., Xiao Y., Hoefs J., Brey G.P. Rapid eclogitisation of the Dabie-Sulu UHP terrane: Constraints from Lu-Hf garnet geochronology // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 273. P. 203–213.

Schmidt G., Snow J. Os isotopes in mantle xenoliths from the Eifel volcanic field and the Vogelsberg (Germany): age constraints on the lithospheric mantle // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 694–705.

Schmitz B., Huggstrem T., Tassinari M. Sediment-dispersed extraterrestrial chromite traces a major asteroid disruption event // *Science*. 2003. V. 300. P. 961–964.

Sedova I. S., Krylov D.P., Glebovitsky V.A. Ultrametamorphism within the amphibolite-granulite transition zone, upper Aldan river, Siberia // *Precambrian Research*. 1993. V. 114. P.431–451.

Sharma M., Papanastassiou D. A., and Wasserburg G. J. The concentration and isotopic composition of osmium in the oceans // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. V. 61. P. 3287–3299.

Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1990. V. 54. № 5. P. 1353–1357.

Shaw D.M. The origin of the Apsley gneiss, Ontario // *Can. J. Earth Sci.* 1972. № 9. P. 18–35.

Shcheka G.G., Lehmann B., Gierth E., Gömann K., Wallianos A. Macrocystals of Pt-Fe alloy from the Kondyor PGM placer deposit, Khabarovskiy kray, Russia: trace-element content, mineral inclusions and reaction assemblages // *Can. Mineral.* 2004, V. 42. P. 601–617.

Shi R.D., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Zhao G.C., Huang Q.S., Li J., Xu J.F. Evolution of the Lüliangshan garnet peridotites in the North Qaidam UHP belt. Northern Tibetan Plateau: Constraints from Re-Os isotopes // *Lithos*. 2010. V. 117. P. 307–321.

Shirey S.B., Carlson R.W., Richardson S.H., Menzies A., Gurney J.J., Pearson D.G., Harris J.W., Wiechert U. Archean emplacement of eclogitic components into the lithospheric mantle during formation of the Kaapvaal Craton // *Geoph. Res. Lett.* 2001. V. 28. P. 2509–2512.

Shirey S.B., Harris J.W., Richardson S.H., Fouch M.J., James D.E., Cartigny P., Deines P., Viljoen F. Diamond genesis, seismic structure, and evolution of the Kaapvaal–Zimbabwe craton // *Science*. 2002. V. 297. P. 1683–1686.

Shirey S.B., Kamber B.S., Whitehouse M.J., Mueller P.A., Basu A.R. A review of the isotopic and trace element evidence for mantle and crustal processes in the Hadean and Archean: Implications for the onset of plate tectonic subduction // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 2008. V. 440. P. 1–29.

Shirey S.B., Walker R.J. Re–Os isotopes in cosmochemistry and high-temperature geochemistry // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1998. V. 26. P. 423–500.

Shu Q., Brey G.P., Gerdes A., Hofer H.E. Mantle eclogites and garnet pyroxenites – the meaning of two-point isochrons, Sm–Nd and Lu–Hf closure temperatures and the cooling of the subcratonic mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 389. P. 143–154.

Siever R. The silica cycle in the Precambrian // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. V. 56. № 8. P. 3265–3272.

Sillitoe R.H. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region // *Australian Journal of Earth Sciences*. 1997. V. 44. P. 373–388.

Simonen A. Precambrian in Finland // *Geol. Surv. Finland. Bull.* 304. 58p.

Singer A., Stoffers P. Clay mineral diagenesis in two east African lake sediments // *Clay Minerals*. 1980. V. 15. № 3. P. 291–307.

Skora S., Baumgartner L.P., Mahlen N.J., Johnson C.M., Pilet S., Hellebrand E. Diffusion-limited REE uptake by eclogite garnets and its consequences for Lu–Hf and Sm–Nd geochronology // *Contr. Miner. Petrol.* 2006. V. 152. P. 703–720.

Slabunov A., Balagansky V., Shchipansky A., Stepanova A., Egorova S., Li X., Berzhnaya N., Presnyakov S. U–Pb ages of zircons and baddeleyites from coronitic gabbro-norite cross-cutting the Archean Salma eclogite-bearing complex, Belomorian Province, Fennoscandian Shield (first results) // *3rd International Conference on Precambrian Continental Growth and Tectonism. Abstracts*. Jhansi: Bundelkhand University, 2013. P. 176–177.

Small J.S. Experimental determination of the rates of precipitation of authigenic illite and kaolinite in the presence of aqueous oxalate and comparison to the K/Ar ages of authigenic illites in reservoir sandstones // *Clays Clay Minerals*. 1993. V. 41. № 2. P. 191–208.

Smoliar M.I., Walker R.J., Morgan J.W. Re–Os ages of IIA, IIIA, IA, and IVB iron meteorites // *Science*. 1996. V. 271. P. 1099–1102.

Snyder G.A., Jerde E.A., Taylor L.A., Halliday A.N., Sobolev V.N., Sobolev N.V. Nd and Sr isotopes from diamondiferous eclogites, Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia: evidence of differentiation in the early Earth? // *Earth and Planetary Science Letters*. 1993. V. 118. P. 91–100.

Snyder G.A., Taylor L.A., Crozaz G., Halliday A.N., Beard B.L., Sobolev V.N., Sobolev N.V. The origin of Yakutian eclogite xenoliths // *Journal of Petrology*. 1997. V. 38. P. 85–113.

Sobolev A.V., Asafov E.V., Gurenko A.A., Arndt N.T., Batanova V.G., Portnyagin M.V., Garbe-Schönberg D., Krashennikov S.P. Komatiites reveal a hydrous Archean deep-mantle reservoir // *Nature*. 2016. V.531. P. 628–632.

Sossi P.A., Eggins S.M., Nesbitt R.W., Nebel O., Hergt J.M., Campbell I.H., O'Neill H.S.C., Van Kranendonk M.J., Rhodri Davies D. Petrogenesis and Geochemistry of Archean Komatiites // *Journal of Petrology*. 2016. V.57. P.147–184.

Spear F.S. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling // *Journal of Metamorphic Geology*. 1991. V. 9. P. 379–388.

Sproule R.A., Leshner L.M., Ayer J.A., Thurston P.C., Herzberg C.T. Spatial and temporal variations in the geochemistry of komatiites and komatiitic basalts in the Abitibi greenstone belt // *Precambrian Research*. 2002. V. 115. P. 153–186.

Środoń J., Eberl D.D. Illite // S.W.Bailey (Editor), *Reviews in Mineralogy*, 13. Chelsea, Michigan: Mineralogical Society of America, 1984. P. 495–544.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planetary Science Letters*. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.

Steiger R.H., E. Jäger. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth and Planetary Science Letters*. 1977. V. 36. № 3. P. 359–362.

Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // *Precambrian Research*. 2010. V. 183. №. 3. P. 602–616.

Stern R.J. Modern-style plate tectonics began in Neoproterozoic Time: an alternative interpretation of earth's tectonic history. In: Condie, K., Pease, V. (Eds.). *When did Plate Tectonic Begin on Planet Earth? Geological Society America Special*. 2008. 440. P. 265–280.

Stone W.E., Deloule E., Larson M.S., Leshner C. M. Evidence for hydrous high-MgO melts in the Precambrian // *Geology*. 1997. V. 25. № 2. P.143–146.

Sugaki A.S., Kitakaze A. High form of pentlandite and its thermal stability // *American Mineral*. 1998. V. 83. P. 133–140.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / In: A.D.Saunders, M.J.Norry (Eds). *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Society, Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

Tackley P.J. Mantle convection and plate tectonics: Toward an integrated physical and chemical theory // *Science*. 2000. V. 288. № 5473. P. 2002–2007.

Takazawa E., Frey F.A., Shimizu N., Obata M., 2000. Whole rock compositional variations in an upper mantle peridotite (Horoman, Hokkaido, Japan): are they consistent with a partial melting process? // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2000. V. 64. P. 695–716.

Tatsumi Y., Sato T., Kodaira S. Evolution of the Earth as an andesite planet: water, plate tectonics, and delamination of anti-continent // *Earth, Planets and Space*. 2015. 67:91 DOI 10.1186/s40623-015-0267-2.

Tatsumoto M., Knight R.J., Allegre C.J. Time difference in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206 // *Science*. 1973. V. 180. № 4092. P. 1279–1283.

Taylor S.R., McLennan S.M. Planetary crusts: Their composition, origin and evolution. Cambridge University Press. 2009. 400 p.

Taylor S.R., McLennan S.M. The geochemical evolution of the continental crust. // *Rev. Geophys.* 1995. V. 33. P. 241–265.

Tegner, C., Cawthorn, R. G., Kruger, F. J. Cyclicality in the Main and Upper Zones of the Bushveld Complex, South Africa: Crystallization from a Zoned Magma Sheet // *Journal of Petrology*. 2006. V. 47. № 11. P. 2257–2279.

Tennie A., Hoffbauer R., Hoernes S. The oxygen isotope fractionation behavior of kyanite in experiment and nature // *Contr. Mineral. Petrol.* 1998. V. 133. № 4. P. 346–355.

Tolstichin I., Kramers J., Hofmann A. A chemical Earth model with whole mantle convection: the importance of a core-mantle boundary layer (D") and its early formation // *Chemical Geology*. 2006. V. 226. P. 79–99.

Tomlinson K.Y., Hughes D.J., Thurston P.C., Hal R.P. Plume magmatism and crustal growth at 2.9 to 3.0 Ga in the Steep Rock and Lumby Lake area, western Superior Province // *Lithos*. 1999. V. 46. P. 103–136.

Touboul M., Puchtel I., Walker R. ¹⁸²W evidence for long-term preservation of early mantle differentiation products // *Science*. 2012. 335. P. 1065–1069.

Tredoux M., Roelofse F., Shukolyukov A. A Cr isotopic study of the Bon Accord NiO body in the Barberton greenstone belt, South Africa // *Chemical Geology*. 2014. V. 390. P. 182–190.

Trubitsyn V.P., Mooney W.D., Abbot D. H. Gold cratonic roots and thermal blankets. How continents affect mantle convection // *Int. Geol.Rev.* 2003. V. 45. P. 479–496.

Tsipursky S.I., Drits V.A. The distribution of octahedral cations in the 2:1 layers of dioctahedral smectites studied by oblique texture electron diffraction // *Clay Minerals*. 1984. V. 19. № 2. P. 177–193.

Turchenko S.I., Semenov V.S., Amelin Yu.V., Levchenkov O. A., Neymark L.A., Buiko A. K., Koptev-Dvornikov E.V. The early Proterozoic riftogenic belt of Northern Karelia and Associated Cu-Ni, PGE and Cu-Au mineralizations // *Geol. Foren. Stockholm Forh.* 1991. V. 113. P. 70–72.

Turchenko T.L., Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Kotov G.V. Fine fractions of argillites for the Rb-Sr dating: separation, XRD and TEM studies // 1st Internat. Symp. on Applied Isot. Geochem., August 29 – September 3, 1993, Geiranger, Norway. 1993. Program and Abstracts.

Turner S. On the time-scale of magmatism at island-arc volcanoes // *Phil. Trans. Royal Society of London*. 2002. A 360. P.2853–2876.

Valley J.W. Oxygen isotopes in zircon // *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. V. 53. № 1. P. 343–385.

Van Acken D., Beckera H., Walker R.J. Refertilization of Jurassic oceanic peridotites from the Tethys Ocean — Implications for the Re– Os systematics of the upper mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 268. P. 171 – 181.

van den Boorn S. H., van Bergen M. J., Nijman W., Vroon P. Z. Dual role of seawater and hydrothermal fluids in Early Archean chert formation: evidence from silicon isotopes // *Geology*. 2007. V. 35, №10. P. 939–942.

Van Kranendonk M. J. Two types of Archaean continental crust: plume and plate tectonics on early Earth // *Amer. J. Sci.* 2010. V. 310. P. 1187–1209.

Van Kranendonk M. J., Smithies R. H., Hickman A. H., Champion D. C. Paleoafrican development of a continental nucleus: the East Pilbara terrane of the Pilbara craton, Western Australia / In: (Van Kranendonk M.J., Smithies R.H., Bennett V.C. eds), *Earth's Oldest Rocks*. 2007. Elsevier. P. 307–337.

Van Kranendonk M.J. Tectonics of early Earth / In: (Van Kranendonk M.J., Smithies R.H., Bennett V.C. eds), *Earth's Oldest Rocks*. 2007. Elsevier. P. 1105–1116.

Van Orman J.A., Grove T.L., Shimizu N. Diffusive fractionation of trace elements during production and transport of melt in Earth's upper mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 198. P. 93–112.

Veizer J., Jansen S.L. Basement and sedimentary recycling and continental evolution // *Jour. Geology*. 1979. V.87. P. 341–370.

Velde B. Phengite micas: synthesis, stability, and natural occurrence // *Amer. J. Sci.* 1965. V. 263. № 10. P. 886–913.

Viehmann S., Bau, M., Hoffmann J. E., & Muenker C. Geochemistry of the Krivoy Rog Banded Iron Formation, Ukraine, and the impact of peak episodes of increased global magmatic activity on the trace element composition of Precambrian seawater // *Precambrian Research*. 2015. V. 270. № 1. P. 165–180.

Viljoen K.S., Schulze D.J., Guadling A.G. Contrasting group I and group II eclogite xenolith petrogenesis: petrological, trace element and isotopic evidence from eclogite, garnet-websterite and alkremite xenoliths in the Kaalvallei Kimberlite, South Africa // *Journal of Petrology*. 2005. V. 46. № 10. P. 2059–2090.

Viljoen K.S., Smith C.B., Sharp Z.D. Stable and radiogenic isotope study of eclogite xenoliths from the Orapa kimberlite, Botswana // *Chemical Geology*. 1996. V. 131. P. 235–255.

Wainwright, A.J. Volcanostratigraphic framework and magmatic evolution of the Oyu Tolgoi porphyry Cu–Au district. Ph.D. thesis, The University of British Columbia. 2008.

Walker R.J., Carlson R.W., Shirey S.B., Boyd F.R. Os. Sr. Nd. and Pb isotope systematics of southern African peridotite xenoliths: Implications for the chemical evolution of subcontinental mantle // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1989. V. 53. P. 1583–1595.

Walker R.J., Horan M.F., Morgan J.W., Becker H., Grossman J.N., Rubin A.E. Comparative ¹⁸⁷Re/¹⁸⁷Os systematics of chondrites: Implications regarding early solar system processes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002. V. 66. P. 4187–4201.

Walter M.J. Melt extraction and compositional variability in mantle lithosphere. In: *The Mantle and Core: Treatise on Geochemistry*. V.2. Ed: R.W. Carlson. 2005. P. 363–395.

Wang K.-L., Prikhodko V., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Pearson N.J., Kovach V., Iizuka Y., Chien Y.-H. Ancient mantle lithosphere beneath the Khanka massif in the Russian Far East: in situ Re–Os evidence // *Terra Nova*. 2015. V. 27. P. 277–284.

Warr L.N., Rice A.H.N. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data // *Journal of Metamorphic Geology*. 1994. V. 12. № 2. P. 141–152.

Warren P. A depleted, not ideally chondritic bulk Earth: the explosive-volcanic basalt loss hypothesis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. 72. P. 2217–2235.

Wasserburg G.J., Hayden R.J., Jensen K.J. $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ dating of igneous rocks and sediments // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1956. V. 10. № 3. P. 153–165.

Watanabe Y., Stewart B. W., Ohmoto H. Organic- and carbonate-rich soil formation ~2.6 billion years ago at Schagen, East Transvaal district, South Africa // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2004. V. 68. № 9. P. 2129–2151.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. V. 158. P. 413–433.

Weissbrod T., Perath J., Nachmias J. Apatite as a paleoenvironmental indicator in the Precambrian–Mesozoic clastic Sequence of the Middle East // *Journal of African Earth Science*. 1987. V. 6. P. 797–805.

Westerlund K.J., Shirey S.B., Richardson S.H., Carlson R.W., Gurney J.J., Harris J.W. A subduction wedge origin for Paleoarchean peridotitic diamonds and harzburgites from the Panda kimberlite. Slave craton: evidence from Re–Os isotope systematic // *Contr. Miner. Petrol.* 2006. V. 152. P. 275–294.

Weyer S., Munker C., Mezger K. Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust–mantle system Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust–mantle system // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V. 205. P. 309–324.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristic, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.

Whitehouse M.J., Platt J.P. Dating high-grade metamorphism - constraints from rare-earth elements in zircon and garnet // *Contr. Miner. Petrol.* 2003. V. 145. P. 61–74.

Wilde S., Valley J., Peck W., Graham C. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago // *Nature*. 2001. 409. P. 175–178.

Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. Eds. McKibben M.A., Shanks III W.C., Ridley W.I. *Rev. Econ. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.

Williamson J.H. Least-squares fitting of a straight line // *Can. J. Phys.* 1968. V. 46. № 16. P. 1845–1847.

Wu F., Walker R.J., Ren X., Sun D., Zhou X. Osmium isotopic constraints on the age of lithospheric mantle beneath northeastern China // *Chemical Geology*. 2003. V. 196. P. 107–129.

Wu F.-Y., Walker R.J., Yang Y.-H., Yuan H.-L., Yang J.-H. The chemical-temporal evolution of lithospheric mantle underlying the North China Craton // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. V. 70. P. 5013–5034.

Wyman D.A. A 2.7 Ga depleted tholeiite suite: evidence of plume-arc interaction in the Abitibi greenstone belt, Canada // *Precambrian Research*. 1999. V. 97. P. 27–42.

Wyman D.A., Kerrich R., Polat A. Assembly of an Archean cratonic mantle lithosphere and crust: plume-arc interaction in the Abitibi–Wawa subduction-accretion complex // *Precambrian Research*. 2002. V. 115. P. 37–62.

Yakovleva O.V., Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., Melnikov N.N. Konstantinova G.V., Kutuyavin E.P. “Rejuvenated” Al-glaucconite in Precambrian–Cambrian boundary beds, Podolia, Ukraine: Rb–Sr and K–Ar systematics and ^{57}Fe Mossbauer spectra // *Precambrian of Europe: Stratigraphy, Structure, Evolution and Mineralization, 9th Meeting of the Association of European Geological Societies, 4–15 September, 1995, St. Petersburg, Russia. Abstracts*. 1995. P. 129.

Yavuz F. WinAmphcal: A Windows program for the IMA-04 amphibole classification // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2007. V. 8. N. 1. P. 1–12.

Ying J.-F., Zhang H.-F., Tang Y.-J. Lower crustal xenoliths from Junan, Shandong province and their bearing on the nature of the lower crust beneath the North China Craton // *Lithos*, 2010, V. 119. № 3–4. P. 363–376.

Yoder H.S., Eugster H.P. Synthetic and natural muscovites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1955. V. 8. № 5/6. P. 225–280.

Young G.V., von Brunn V., Gold J.C., Minter W.E.L. Earth’s oldest reported glaciation: Physical and chemical evidence from the Archean Mozaan Group (~2.9 Ga) of South Africa // *Jour. Geology*. 1998. V. 106. № 5. P. 523–538.

Zaitseva T.S., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Konstantinova G.V., Melnikov N.N., Turchenko T.L. Rb–Sr and Sm–Nd systematics of clay size fractions: Upper Proterozoic shale of the Tolparovo Formation, South Urals // “Clay Science at the Crossroad of Civilizations”, European Clay Conference EUROCLAY 2011, 26 June – 01 July 2011, Antalya, Turkey. *Book of Abstracts*. Ankara: Dumat Ofset, 2011. P. 55–56.

Zaitseva T.S., Gorokhov I.M., Melnikov N.N. Mössbauer characteristics of Middle Riphean globular phyllosilicates (Eastern Siberia) and geological significance of their isotope dates // *Micro et nano: Scientiæ Mare Magnum*, vol. I. 14th Int Clay Conf., Castellana M., Italy. digilabs s.a.s. Pub., Bari, Italy, 2009. P. 202.

Zartman R., Doe B.R. Plumbotectonics – the model // *Tectonophysics*. 1981. V. 75. P. 135–162.

Zegers N.E., Barley V.T., Groves D.I., McNaughton N.J., White S.H. Oldest gold: Deformation and hydrothermal alternation in the Early Archean shear zone-hosted Bamboo Creek deposit, Pilbara, Western Australia // *Econ. Geol.* 2002. V. 97. P. 757–776.

Zhang H-F, Goldstein SL, Zhou XH, Sun M, Zheng JP, Cai Y. Evolution of subcontinental lithospheric mantle beneath eastern China: Re–Os isotopic evidence from mantle xenoliths in Paleozoic kimberlites and Mesozoic basalts // *Contr. Miner. Petrol.* 2008. V. 144. P. 241–253.

Zhang R.Y., Liou J.G. Partial transformation of gabbro to coesite-bearing eclogite from Yangkou, the Sulu terrane, eastern China // Journal of Metamorphic Geology. 1997. V. 15. №. 2. P. 183–202.

Zhang Z., Yang Y., Zhang J. The compositional zoning of garnet in eclogite from western segment of Altyn Tagh, northwestern China and its dynamic significance // Chinese Science Bulletin. 2000. V. 45. P. 79–83.

Zhou X., Sun M., Zhang G., Chen S. Continental crust and lithospheric mantle interaction beneath North China: isotopic evidence from granulite xenoliths in Hannuoba, Sino-Korean craton // Lithos. 2002. V. 62. P. 111 – 124.

Ziegler K., Longstaffe F.J. Clay mineral authigenesis along a mid-continental scale fluid conduit in Palaeozoic sedimentary rocks from southern Ontario, Canada // Clay Minerals. 2000a. V. 35. № 1. P. 239–260.

Ziegler K., Longstaffe F.J. Multiple episodes of clay alteration at the Precambrian/Paleozoic unconformity, Appalachian Basin: isotopic evidence for long-distance and local fluid migration // Clays Clay Minerals. 2000b. V. 48. № 4. P. 474–493.

Zorin Y.A., Novoselova M.R., Turutanov E.K., Kozhevnikov V.M. Structure of the lithosphere of the Mongolian-Siberian mountainous province // Journal of Geodynamics. 1990. V. 11. P. 327–342.

Zwanjic H.V., Macek J.J., McGregor C.R. Lithostratigraphy and geochemistry of the high- grade metasedimentary rocks in the Thompson nickel belt and adjacent Kisseynew domain, Manitoba: implication for nickel exploration // Econ. Geol. 2007. V. 102. №. 7. P. 1197–1216.

Zwingmann H., Clauer N., Gauff R. Structure-related geochemical (REE) and isotopic (K-Ar, Rb-Sr, $\delta^{18}\text{O}$) characteristics of clay minerals from Rotliegend sandstone reservoirs (Permian, northern Germany) // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. V. 63. № 18. P. 2805–2823.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Таблица 1. Изотопные параметры архейских коматиитов

№	Местоположение	$\mu^{142}\text{Nd}$	$\mu^{182}\text{W}$	T (млрд лет)
1	Костамукша, Балтийский щит	$-0,0 \pm 2,3$	$+15,0 \pm 4,8$	2,8
2	Шапектор, Южная Африка	$-4,9 \pm 2,8$	$-8,4 \pm 4,5$	3,55
3	Комати, Южная Африка	$0,0 \pm 2,4$	$+2,7 \pm 4,1$	3,48

Таблица 2. Изотопные параметры некоторых резервуаров

	CHUR	SCHEM	MORB
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,1960–0,1966	0,2082	
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,512630 – 0,512638	0,512990	0,513110
$\epsilon^{143}\text{Nd}$	0	$6,9 \pm 1,9$	
$\epsilon^{142}\text{Nd}$	0	$0,18 \pm 0,05$	$0,18 \pm 0,05$
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Rb}$	0,7047	0,7030	0,7026
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0,085	0,061	
Rb(ppb)	600	430	
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0,282786	0,28313	0,2833
$\epsilon^{176}\text{Hf}$	0	12 ± 3	18
$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	0,0336	$0,0375 \pm 1$	
K(ppm)	260	160	
U(ppb)	22	10	

Таблица 3. Средние составы амфиболитов 1 и базальтов зеленокаменных поясов Карельской провинции

Домен	Водлозерский				Западно-Карельский		Центрально-Карельский	
	~3240		~3000		~2800		~2750	
Возраст (млн лет)	Средний	Станд. от.	Средний	Ст. от.	Средний	Ст. от.	Средний	Ст. от.
SiO ₂	53,68	2,76	50,49	1,99	49,64	1,14	51,55	2,21
TiO ₂	1,05	0,30	0,94	0,30	0,82	0,30	1,27	0,48
Al ₂ O ₃	17,37	1,55	15,12	1,32	14,52	2,18	16,04	1,96
FeO _{tot}	9,19	1,52	11,35	1,73	11,45	1,90	11,10	2,64
MnO	0,14	0,04	0,20	0,04	0,24	0,08	0,20	0,05
MgO	4,87	1,42	7,39	1,18	7,13	1,18	5,52	1,81
CaO	8,36	1,15	10,52	2,12	10,08	1,73	9,29	2,48
Na ₂ O	3,85	0,59	2,35	0,83	2,38	0,74	3,32	1,08
K ₂ O	1,26	0,75	0,35	0,31	0,36	0,19	0,98	0,81
P ₂ O ₅	0,26	0,21	0,08	0,06	0,08	0,04	0,19	0,12
mg#	0,48		0,54		0,53		0,46	
Rb	38,3	30,7	11,4	5,9	15,9	9	37,3	26,6
Sr	381	145	117,8	71,5	116,7	36	285,6	197,4
Ba	386	97	121,0	93,3	110,5	46	184,3	137,7
Th	2,9	1,2	3,33	2,9	0,37	0,06	1,04	0,85
U	1,21	0,80			5,7	4	0,26	0,21
Y	21	5	34	18	16,2	14	25	9,4
Zr	145	74	53	22	36,5	14	102	54,6
Nb	8,5	3,5	13,1	14,2	13,2	6	11,1	7,4
Pb	12,3	3,9	8,2	4,5	13,0	12	3,9	1,4
Cr	81	57	324	137	506	124	183	122
Ni	44	24	108	37	184	49	107	76
Co	27	6	51	11	73	36	43	11
V	169	61	284	71	286	84	246	93
La	38,6	30,8	4,1	3,6	2,56	3,1	7,9	5,0
Ce	84,2	66,2	10,3	8,1	6,92	4,3	19,3	10,6
Pr	13,7	8,4	3,24	6,52	1,11	0,11	3,33	1,56
Nd	41,7	29,9	7,1	4,3	6,04	1,2	12,2	6,5
Sm	7,45	3,52	2,58	2,19	2,25	0,37	3,41	1,57
Eu	1,61	1,03	0,87	0,58	0,86	0,11	1,10	0,47
Gd	6,68	2,60	2,78	1,36	3,03	0,42	3,96	1,72
Tb	0,85	0,25	0,63	0,56	0,57	0,11	0,68	0,32

Dy	4,25	1,12	3,20	1,13	3,76	0,48	4,61	2,18
Ho	0,80	0,18	1,05	0,76	0,76	0,16	0,95	0,44
Er	2,17	0,56	2,01	0,60	2,26	0,43	2,75	1,34
Tm	0,27	0,08	0,40	0,35	0,39	0,06	0,44	0,24
Yb	1,76	0,22	1,96	0,81	2,31	0,51	2,14	1,27
Lu	0,27	0,06	0,35	0,28	0,37	0,09	0,41	0,22
Rb/Sr	0,13		0,13		0,15		0,18	
Sr/Y	19,65		6,13		7,56		13,27	
Ti/Zr	51		123		166		157	
(La/Yb)n	9,29		1,44		0,78		2,66	
(Tb/Yb)n	2,03		1,15		1,13		1,21	
Sm/Nd	0,22		0,34		0,38		0,29	
(La/Sm)n	2,46		1,04		0,74		1,50	
Zr/Y	6,68		2,45		2,21		4,18	
Cr/Ti	0,02		0,06		0,14		0,03	
Cr/Ni	1,77		3,11		2,83		1,74	
n (глав/ред)	19/18		235/235		269/281		50/48	

Таблица 4. Средние составы пород ТТГ ассоциации Карельской провинции

Домен	Водлозерский						Домен	Западно-Карельский		Центрально-Карельский		
	3240		3150		2906			2800			2750	
	Средний	Ст. откл.	Средний	Ст. откл.	Средний	Ст. откл.		Средний	Ст. откл.		Средний	Ст. откл.
Возраст млн лет							Возраст млн лет					
SiO ₂	67,48	2,40	67,02	2,85	68,70	1,87	67,87	2,34	69,23	2,75	68,87	2,65
TiO ₂	0,36	0,18	0,40	0,08	0,36	0,10	0,41	0,17	0,41	0,19	0,34	0,14
Al ₂ O ₃	16,38	1,07	16,04	1,24	15,93	0,85	15,93	1,18	15,46	0,77	16,25	1,18
FeOtot	3,19	0,91	3,67	0,82	2,76	0,58	3,70	0,89	3,32	1,48	2,82	1,05
MnO	0,05	0,02	0,09	0,10	0,05	0,02	0,06	0,02	0,09	0,04	0,05	0,04
MgO	1,33	0,54	1,49	0,52	1,16	0,29	1,56	0,47	1,28	0,68	0,94	0,57
CaO	3,88	0,87	3,72	1,32	2,83	0,59	3,62	0,93	3,37	0,92	3,08	0,61
Na ₂ O	4,63	0,65	4,11	0,75	4,54	0,49	4,30	0,51	4,36	0,71	4,73	0,77
K ₂ O	1,14	0,55	2,11	0,55	1,92	0,50	1,30	0,43	1,54	0,55	1,72	0,68
P ₂ O ₅	0,08	0,07	0,11	0,03	0,12	0,06	0,13	0,05	0,14	0,074	0,13	0,07
ppp	1,09	0,52	1,22	0,46	0,94	0,52	0,85	0,29	0,57	0,25	0,77	0,34
mg#	0,42		0,42		0,43		0,43		0,40		0,35	
Rb	40	27	80	30	71	19	42	17	62	30	55	29
Sr	405	80	263	64	410	141	319	78	279	147	571	143
Ba	450	304	470	160	516	221	310	110	371	212	705	472

Y	7,5	3,9	10,9	3,5	8,8	3,8	10,9	5,27	15,2	8,5	4,2
Zr	152	67	109	35	161	78	150	68	165	151	77
Hf	3,22	1,30	3,40	1,20	4,47	0,22	4,94	2,72	6,68	4,94	
Nb	5,3	3,1	7,5	2,0	6,3	2,2	5,0	3,2	8,3	6,2	3,6
Ta	0,89	0,40	0,7	0,2	1,79	2,82	0,54	0,39	2,29	3	
Pb	12,4	2,7	15,4	4,7	13,5	5,7	9,0	4,04	20,0	17,8	5,0
Th	3,9	3,3	10,8	7,3	8,9	9,0	3,01	2,47	7,8	8,9	6,3
U	0,66	0,32	3,97	2,90	1,45	1,56	1,09	1,40	2,07	2	0,42
Ni	14	13	14	7	10	3	17	3	20	25	14
Cr	62	53	26	16	24	8	49	22	72	73	39
Co	11	8	14	4	15	22	10	4	12	21	16
V	43	28	53	11	45	14	50	24	66	58	28
La	18,6	13,8	25,7	10,4	26,2	25,6	21,2	21,7	29,4	30,5	22,0
Ce	35,8	22,9	47,8	18,6	49,5	47,4	42,2	42,2	54,5	56,1	37,2
Pr	4,97	3,2	4,5	1,3	5,79	6,12	3,41	1,71	6,17	2,25	1,14
Nd	13,6	7,1	15,8	4,7	17,45	15,50	16,5	13,67	21,3	23,9	15,3
Sm	2,42	1,02	2,76	0,80	3,11	2,42	3,41	2,35	3,60	3,81	2,12
Eu	0,76	0,15	0,74	0,12	0,70	0,17	0,83	0,31	0,91	0,87	0,46
Gd	1,51	0,61	2,45	0,37	3,06	2,37	2,88	1,72	3,13	1,33	0,89
Tb	0,26	0,15	0,37	0,07	0,29	0,18	0,46	0,28	0,45	0,38	0,19
Dy	0,90	0,66	2,11	0,35	2,09	0,72	1,79	1,24	2,43	0,86	0,69
Ho	0,16	0,14	0,42	0,07	0,39	0,16	0,31	0,18	0,49	0,15	0,12
Er	0,46	0,36	1,40	0,39	1,04	0,48	0,87	0,66	1,32	0,43	0,34
Tm	0,06	0,06	0,19	0,04	0,14	0,06	0,12	0,09	0,20	0,06	0,05
Yb	0,57	0,58	1,19	0,36	0,88	0,59	0,87	0,54	1,27	0,37	0,17
Lu	0,08	0,08	0,21	0,06	0,17	0,12	0,11	0,06	0,19	0,07	0,05
Sr/Y	66,4		21,6		54,2		36,6		35,1	81,7	

(La/Yb) _n	32,3	17,4	21,0	16,3	(La/Yb) _n	28,47	58,9
(Gd/Yb) _n	4,04	1,62	2,09	3,24	(Gd/Yb) _n	2,66	2,95
(La/Sm) _n	5,24	6,12	4,51	4,26	(La/Sm) _n	5,62	5,14
Eu/Eu*	1,22	0,90	0,92	0,90	Eu/Eu*	0,88	0,95
K/Na	0,26	0,53	0,44	0,31	K/Na	0,37	0,38
(Nb/La) _n	0,32	0,31	0,35	0,43	(Nb/La) _n	0,26	0,27
(Ce/Sr) _n	1,08	2,35	2,18	1,86	(Ce/Sr) _n	2,43	1,12
Zr/Y	24,4	9,7	20,7	15,2	Zr/Y	16,85	21,3
n (глав/ред)	113/114	37/26	28/28	46/40	n (глав/ред)	129/92	72/64

Таблица 5. Средние составы средне-кислых вулканитов Карельской провинции

До-мен	Водлозерский						Западнокарельский						Центральнокарельский					
	Андезиты		Дацинты		Риодациты		Андезиты		Дацинты		Риодациты		Андезиты		Дацинты		Риодациты	
	Сред-ний	Ст. от.	Сред-ний	Ст. от.	Сред-ний	Ст. от.	Сред-ний	Ст. от.	Сред-ний	Ст. от.	Сред-ний	Ст. от.	Сред-ний	Ст. от.	Сред-ний	Ст. от.	Сред-ний	Ст. от.
SiO ₂	59,95	1,77	65,28	1,31	70,27	1,38	60,33	1,64	65,72	1,27	70,16	1,21	59,97	1,43	65,29	1,41	69,45	1,33
TiO ₂	0,75	0,20	0,57	0,15	0,41	0,21	0,75	0,25	0,48	0,15	0,34	0,16	0,66	0,12	0,54	0,17	0,40	0,14
Al ₂ O ₃	16,00	1,48	15,47	0,97	14,85	1,06	15,45	1,39	15,31	1,47	15,34	1,24	17,13	1,44	16,41	1,22	16,25	0,95
FeO _{tot}	6,30	1,78	4,27	0,88	3,36	1,55	7,07	1,48	4,66	1,43	2,67	1,08	6,00	1,61	4,06	0,99	2,37	1,00
MnO	0,11	0,04	0,07	0,03	0,06	0,03	0,15	0,07	0,11	0,06	0,06	0,05	0,10	0,04	0,08	0,06	0,05	0,03
MgO	3,88	1,34	2,55	0,81	1,65	0,74	4,13	1,22	2,51	1,17	1,30	0,57	2,67	1,14	1,71	0,66	1,11	0,58
CaO	5,73	1,88	4,06	1,65	3,04	1,13	5,96	2,20	4,08	1,46	2,70	1,16	5,30	1,25	3,16	0,55	2,67	0,97
Na ₂ O	3,75	1,30	4,26	0,97	4,47	1,56	3,71	1,13	3,76	1,57	4,78	1,79	3,89	1,50	4,22	0,87	4,16	0,99
K ₂ O	1,34	0,68	1,45	0,62	1,18	0,60	1,11	0,87	2,39	1,33	1,85	1,36	1,90	0,76	2,72	0,74	1,98	0,80
P ₂ O ₅	0,20	0,10	0,17	0,06	0,12	0,07	0,15	0,07	0,12	0,06	0,10	0,04	0,23	0,13	0,19	0,07	0,11	0,04
ppp	1,68	0,47	1,54	0,73	1,37	0,70	1,57	0,90	1,11	0,49	1,80	0,99	1,23	0,72	1,02	0,47	0,73	0,40
mg#	0,52		0,51		0,46		0,50		0,48		0,45		0,43		0,42		0,45	
Rb	43	23	47	24	38	20	42	28	59	36	46	28	76	38	100	31	64	13
Sr	285	116	329	138	219	70	201	79	189	83	216	98	726	354	731	297	399	157
Ba	361	152	398	157	397	125	272	141	382	190	354	151	762	443	1043	385	794	343
Th	6,0	2,8	6,8	3,1	4,6	1,8	6,0	3,4	4,2	2,6	4,6	2,6	7,5	4,0	9,4	5,0	11,8	10,9
U	1,14	0,77	1,31	0,67	0,96	0,23	5,13	2,95	3,35	1,70	2,33	2,13	1,64	0,84	2,06	0,67	0,4	0,20
Y	20,8	8,0	14,8	7,3	11,0	5,3	15,9	6,1	11,4	5,6	11,8	7,5	16,8	9,8	11,9	6,6	9,7	5,1
Zr	153	37	158	41	143	36	102	48	123	40	130	52	188	75	182	61	185	93

Hf	3,83	1,46	3,7	0,98	4,11	1,18		6,3	4,75	2,19	12	8,06	Hf	3,9	1,21	3,9	1,06	2	1,00
Nb	7,0	2,4	6,6	2,8	6,6	2,1	9,9		6,1	4,1	6,2	3,0	Nb	12,5	5,4	5,8	5,8	5,0	3,0
Ta	0,37	0,09	0,31	0,12	0,50	0,10	29,9	14,3	0,60	0,40	1,80	0,70	Ta	0,43	0,08	0,18	0,18	0,50	0,10
Pb	10,4	5,05	9,8	4,6	13,6	6,2	391	141	18,2	6,6	18,3	5,7	Pb	13,5	6,7	8,5	8,5	10,0	8,5
Cr	198	95	120	54	79	16	165	55	48	48	27	13	Cr	99	56	34	34	34	14
Ni	86	37	59	22	35	10	46	29	17	21	17	6	Ni	35	27	14	14	27	12
Co	25	11	16	7	10	3	46	29	17	5	21	3	Co	18	10	7	7	6	3
V	138	54	103	44	56	38	174	56	76	35	43	16	V	113	53	25	25	52	16
La	21,9	13,3	20,5	9,1	22,4	8,4	18,4	5,5	16,0	9,7	21,5	9,8	La	29,8	15,2	12,9	12,9	9,2	3,0
Ce	47,7	27,0	43,2	19,1	44,9	18,2	29,8	6,4	33,7	15,1	42,2	18,1	Ce	59,7	27,1	26,3	26,3	16,4	7
Pr	5,8	3,60	4,9	2,05	5,66	2,34	1,20	1,20	2,52	0,47	3,1	0,65	Pr	7,72	4,00	3,22	3,22	2	0,8
Nd	23,0	13,0	19,1	7,5	19,0	7,8	19,0	4,0	12,8	8,0	13,5	5,6	Nd	27,4	13,0	8,4	8,4	7,10	2,5
Sm	4,51	1,98	3,64	1,23	3,35	1,36	3,50	0,75	2,47	1,47	2,51	1,13	Sm	5,05	1,91	1,35	1,35	1,10	0,30
Eu	1,19	0,45	1,04	0,32	0,91	0,31	1,20	0,17	0,58	0,27	0,62	0,08	Eu	1,47	0,55	0,37	0,37	0,54	0,20
Gd	4,14	1,47	3,02	1,06	2,88	1,43	0,90	0,90	1,34	0,01	1,89	0,71	Gd	4,20	0,95	1,27	1,27	0,80	0,30
Tb	0,59	0,17	0,42	0,15	0,45	0,21	0,60	0,22	0,35	0,26	0,34	0,21	Tb	0,73	0,28	0,40	0,40	0,10	0,05
Dy	3,21	1,07	2,22	0,91	2,12	1,23	0,81	0,81	0,91	0,00	1,35	0,87	Dy	3,06	0,56	2,21	2,21	0,67	0,05
Ho	0,66	0,30	0,44	0,22	0,50	0,30	0,15	0,15	0,18	0,01	0,25	0,13	Ho	0,58	0,13	0,37	0,37	0,16	0,05
Er	1,75	0,84	1,16	0,58	1,16	0,88	0,45	0,45	0,49	0,05	0,72	0,39	Er	1,60	0,36	1,02	1,02	0,40	0,10
Tm	0,25	0,11	0,16	0,08	0,21	0,16	0,08	0,08	0,06	0,01	0,11	0,09	Tm	0,28	0,06	0,15	0,15	0,07	0,07
Yb	1,68	0,77	1,02	0,57	1,14	0,91	2,00	0,20	0,90	0,12	0,95	0,69	Yb	1,39	0,39	0,33	0,33	0,20	0,07
Lu	0,25	0,12	0,15	0,08	0,23	0,18	0,40	0,08	0,14	0,04	0,16	0,14	Lu	0,21	0,08	0,06	0,06	0,03	0,01
Sr/Y	16,0		28,2		23,9		14,8	11,8	18,2		32,7		Sr/Y	62,3		89,3		56,0	
(La/Yb)													(La/Yb)						
nc	11,6		16,7		19,6		11,5		17,6		19,5		nc					33,0	

(Ce/Sr)	1,90	1,65	5,00	1,76	9,01	3,62							(Ce/Sr)	0,80	0,83	0,49
nc		12,66	16,7	7,07	12,3	13,86							nc		15,55	19,33
Zr/Y	7,9												Zr/Y	15,45		
n	94/87	63/53	27/21	33/31	37/34	44/40							n	23/14	59/38	11/3
(гп/ред)													(гп/ред)			

Таблица 6. Химический состав (мас. %) и петрохимические параметры представительных образцов парапород (туффигов) Западного Приладожья

Уча- сток	Кухка					Курки- еки			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ об- разца	618	625	630	640	641	201-1	205	213	260-2
SiO ₂	75,9	52,3	49,3	64,7	72,00	70,84	74,52	68,79	52,17
TiO ₂	0,55	1,44	1,12	0,80	0,67	0,50	0,60	0,71	0,92
Al ₂ O ₃	10,90	16,90	18,80	14,30	12,00	13,45	11,04	13,95	18,97
Fe ₂ O ₃	4,03	10,90	10,90	7,55	5,76	5,06	5,62	5,85	10,41
MnO	0,04	0,06	0,10	0,05	0,08	0,08	0,09	0,05	0,13
MgO	2,16	5,98	6,15	3,06	2,20	1,79	1,82	2,31	4,96
CaO	2,37	4,89	4,57	2,63	2,33	2,55	2,58	2,73	2,09
Na ₂ O	1,89	2,71	3,50	2,22	2,87	2,73	1,74	2,63	3,09
K ₂ O	1,30	2,81	3,76	2,92	1,51	2,03	1,29	1,93	5,91
P ₂ O ₅	0,11	0,33	0,33	0,15	0,12	0,13	0,11	0,19	0,12
П.п.п.	0,81	1,54	1,41	1,30	0,65	0,75	0,49	0,76	1,18
Сумма	23,61	47,56	50,64	34,98	100,19	99,91	99,90	99,91	99,94
СIA	55,3	50,8	50,9	55,2	53,1	54,3	55,3	56,3	55,4
DF- Шоу	-4,3			-2,5	-2,5	-1,4	-4,2	-1,9	
DF (x)	0,5	-1,2	-1,8	-0,2	-0,1	-0,2	0,6	-0,2	-1,4
a	0,17	0,38	0,45	0,26	0,20	0,22	0,17	0,24	0,43
b	0,15	0,38	0,38	0,22	0,17	0,15	0,16	0,18	0,29
n	0,09	0,15	0,20	0,14	0,13	0,13	0,08	0,08	0,12
k	0,31	0,41	0,41	0,46	0,26	0,33	0,33	0,33	0,56
A	20,5	5,1	6,7	27,0	13,9	21,1	20,7	25,4	36,8
F 1	-2,75	-0,98	-0,48	-1,38	-0,83	-0,10	-0,98	-0,16	-3,02
F 2	-3,62	-4,40	-2,20	-2,22	-2,25	-0,92	-3,75	-1,80	0,60

Таблица. Окончание

Участок	Кильпо- ла				Кузнеч- ное			
	10	11	12	13	14	15	16	17
№ п/п	10	11	12	13	14	15	16	17
№ об- разца	221-1	226-3	234	241-2	811	820	843	850

SiO ₂	66,26	76,29	69,73	51,34	73,9	64,1	70,1	64,5
TiO ₂	1,20	0,55	0,64	1,06	0,30	0,71	0,72	0,68
Al ₂ O ₃	14,09	9,60	13,53	19,18	10,50	17,10	13,60	16,80
Fe ₂ O ₃	9,97	5,51	6,14	13,35	4,36	7,46	6,18	7,44
MnO	0,13	0,04	0,08	0,19	0,03	0,08	0,07	0,05
MgO	1,30	1,77	2,51	5,81	4,10	2,40	2,14	2,43
CaO	3,70	2,98	2,08	2,57	1,52	1,33	2,10	1,96
Na ₂ O	2,31	1,15	2,23	2,62	2,50	1,86	3,34	1,27
K ₂ O	0,69	0,87	2,01	3,10	1,67	3,61	1,30	3,64
P ₂ O ₅	0,27	0,09	0,11	0,10	0,05	0,05	0,05	0,05
П.п.п.	0,06	1,05	0,84	0,77	1,18	1,00	0,20	0,93
Сумма	33,72	23,61	30,16	48,75	26,21	35,60	29,70	35,25
СIA	55,6	53,8	58,5	60,80	54,7	64,6	55,9	63,7
DF- Шоу	-2,2	-5,5	-3,3		-5,3	-2,5	-1,7	-3,1
DF (x)	0,2	0,9	0,2	-0,7	0,1	0,1	-0,3	0,3
a	0,25	0,15	0,23	0,44	0,17	0,31	0,23	0,31
b	0,22	0,17	0,18	0,36	0,19	0,18	0,17	0,19
n	0,09	0,06	0,12	0,15	0,12	0,14	0,14	0,12
k	0,16	0,33	0,37	0,44	0,31	0,56	0,20	0,65
A	27,7	13,3	38,8	67,6	18,0	76,7	28,4	71,6
F 1	5,58	-1,25	-1,07	1,31	-5,88	-0,43	0,82	-0,59
F 2	-3,29	-5,08	-2,93	-5,60	-5,01	-1,41	-1,85	-2,04

Примечание. 1, 4, 6, 14, 15 — биотитовые гнейсы; 5, 7, 8, 10, 11, 12, 16, 17 — гранат-биотитовые гнейсы; 2, 3, 9 — биотитовые сланцы; 13 — гранат-биотитовый сланец. Расшифровка петрохимических параметров дана в подписях к рисункам. Концентрация главных элементов определялась методом рентгеноспектрального анализа в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

Таблица 7. Содержания редких и редкоземельных элементов (г/т) в представительных образцах парапород (туффитов) Западного Приладожья

Уча- сток	Кухка					Кур- киеки			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ п/п	618	625	630	640	641	201-1	205	213	260-2
Sc	9,8	19,3	20,8	16,7	15,6	11,4	9,5	8,6	14,4
V	79	144	140	105	97	46	59	54	91
Cr	81	112	108	96	105	43	68	75	145
Co	11	29	28	19	15	7	10	10	18
Ni	35	50	61	45	38	26	43	53	84
Cu	16	17	9	13	16	35	22	19	66
Zn	85	184	135	122	106	49	87	58	89
Ga	13,3	23,6	25,6	16,9	14,8	10,3	8,2	9,6	14,1
Rb	80	114	162	126	78	58	39	51	131
Sr	208	440	432	231	157	138	189	102	169
Y	20,7	18,0	22,7	14,0	21,3	12,9	11,1	12,0	12,9
Zr	239	208	258	142	161	83	85	112	67
Nb	10,3	41,8	22,7	11,3	9,8	5,1	4,4	5,7	7,8
Ba	130	538	816	899	307	197	161	146	989
La	31,4	54,7	59,0	26,1	29,9	13,6	15,9	17,5	17,2
Ce	58,7	106	116	53,4	59,3	28,7	34,6	36,9	38,1
Pr	6,7	12,0	13,2	6,3	6,9	3,1	3,6	4,0	4,1
Nd	25,3	44,9	51,6	25,2	26,3	11,6	14,0	15,4	14,4
Sm	4,96	7,79	9,01	4,71	4,51	2,23	2,50	2,97	2,83
Eu	0,64	1,77	1,87	1,43	1,03	0,60	0,64	0,75	0,92
Gd	4,96	6,48	7,46	4,38	4,62	1,88	2,15	2,70	2,36
Tb	0,69	0,86	0,99	0,56	0,69	0,32	0,32	0,41	0,37
Dy	3,85	3,86	5,05	2,89	3,83	1,76	1,77	1,81	1,91
Ho	0,81	0,75	0,84	0,55	0,81	0,39	0,34	0,39	0,49
Er	2,15	1,74	2,1	1,38	2,19	1,21	0,99	1,07	1,15
Tm	0,34	0,24	0,29	0,21	0,32	0,21	0,15	0,16	0,17
Yb	1,98	1,53	1,64	1,15	2,25	1,38	0,89	1,00	1,07
Lu	0,31	0,23	0,27	0,16	0,31	0,22	0,15	0,15	0,17
Hf	6,49	4,88	6,12	3,96	4,32	1,72	1,71	2,56	1,54

Ta	0,93	1,95	1,46	0,71	0,87	0,32	0,19	0,31	0,51
Pb	5,6	16,4	15,1	20,8	15,4	11,3	8,5	13,1	19,7
Th	11,1	10,1	13,3	7,0	9,2	3,2	4,2	4,5	4,5
U	4,0	1,34	1,24	0,76	2,97	1,17	1,24	1,05	1,06
Eu/Eu*	0,39	0,76	0,70	0,96	0,69	0,89	0,84	0,81	1,08
Th/Sc	1,13	0,52	0,64	0,42	0,59	0,28	0,44	0,52	0,31
La/Sc	3,20	2,83	1,56	1,56	1,92	1,19	1,67	2,04	1,19
Zr/Sc	24,4	10,8	12,4	8,5	10,3	7,3	8,9	13,1	4,6
La/Th	2,8	5,4	4,4	3,8	3,2	4,2	3,8	3,9	3,8
Th/Co	1,06	0,34	0,48	0,36	0,64	0,45	0,44	0,45	0,25
Ti/Zr	13,8	41,5	26,0	33,8	25,0	36,1	42,3	38,0	82,2

Таблица. Окончание

Участок	Киль- пола				Куз- нечное			
	№ п/п	10	11	12	13	14	15	16
№ об- разца	221-1	226-3	234	241-2	811	820	843	850
Sc	13,8	5,5	8,6	33,4	6,5	18,6	20,6	20,7
V	37	37	45	202	38	97	104	110
Cr	8,5	64	97	162	26	81	95	76
Co	9	7	8	36	10	15	14	11
Ni	14	47	35	78	19	41	25	32
Cu	49	28	6	31	5	19	12	31
Zn	93	50	34	126	39	128	78	139
Ga	12,4	5,9	8,1	22,0	12,0	22,2	16,2	22,0
Rb	18	32	43	137	66	152	50	136
Sr	85	41	115	209	110	153	214	124
Y	19,7	7,6	13,2	30,5	15,8	30,3	30,3	34,0
Zr	90	112	115	116	103	207	226	166
Nb	7,1	3,9	5,0	11,5	5,3	13,4	8,2	11,8
Ba	148	157	307	650	189	723	222	547
La	16,1	13,0	25,3	34,7	24,5	46,9	40,6	53,6
Ce	33,6	26,2	54,3	69,4	44,9	92,6	77,2	102
Pr	4,1	2,9	5,7	8,0	5,0	10,6	8,6	11,7
Nd	16,8	11,3	20,9	31,2	17,4	38,5	32,1	41,4
Sm	3,23	1,98	3,31	5,48	2,93	7,13	5,71	7,00

Eu	0,69	0,43	0,63	1,37	0,92	1,27	1,35	1,18
Gd	3,40	1,82	2,85	5,99	3,45	6,17	5,20	6,50
Tb	0,56	0,24	0,45	0,93	0,51	0,85	0,75	0,95
Dy	3,5	1,39	2,18	5,59	2,77	5,27	5,12	6,04
Ho	0,71	0,26	0,49	1,19	0,52	1,17	1,15	1,23
Er	2,03	0,81	1,41	3,11	1,24	3,01	3,12	3,62
Tm	0,31	0,12	0,23	0,48	0,19	0,47	0,48	0,5
Yb	1,92	0,74	1,35	3,10	1,26	2,98	3,38	3,73
Lu	0,33	0,12	0,22	0,46	0,20	0,41	0,52	0,53
Hf	2,68	3,09	2,68	3,16	3,47	5,44	5,53	4,55
Ta	0,68	0,32	0,31	0,65	0,96	0,75	0,36	0,5
Pb	17,2	7,8	12,5	6,0	9,8	23,8	16,7	24,5
Th	5,3	4,8	7,9	10,4	17,3	15,6	10,6	15,7
U	1,51	1,41	1,15	1,34	4,88	2,05	1,43	1,4
Eu/Eu*	0,64	0,70	0,63	0,73	0,88	0,59	0,76	0,53
Th/Sc	0,38	0,87	0,92	0,31	2,66	0,84	0,51	0,76
La/Sc	1,17	2,35	2,96	1,04	1,04	2,52	1,97	2,59
Zr/Sc	6,5	20,2	13,5	3,5	15,8	11,1	11,0	8,0
La/Th	3,1	2,7	3,2	3,3	1,4	3,0	3,8	3,4
Th/Co	0,60	0,66	0,97	0,29	1,79	1,03	0,74	1,40
Ti/Zr	80,1	29,5	33,3	54,8	17,5	20,6	19,1	24,6

Примечание. Номера анализов и их состав как в табл. 1. Концентрации элементов определены методом ICP-MS (относительная погрешность 5–10 %) в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

Таблица 8. Химический состав (мас. %) и петрохимические параметры представительных образцов позднепротерозойских осадков севера Пагомского нагорья

Свита	Маринская			Джемуканская			Уринская			Никольская		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
№ п.п.	310-22	310-71	311-2	311-11	984-3	984-4	984-5	984-8	983-14	983-3		
№ обр.	79,67	58,46	88,78	54,23	67,93	60,40	75,30	59,91	57,63	56,85		
SiO ₂	0,44	0,58	0,20	1,29	0,58	0,98	0,43	0,84	0,91	0,8		
TiO ₂	8,85	16,23	4,54	23,84	12,44	14,24	6,73	16,63	14,72	13,27		
Al ₂ O ₃	3,05	7,24	2,18	4,51	7,04	7,03	3,53	8,06	6,10	6,34		
Fe ₂ O ₃ *	0,01	0,92	0,02	0,01	0,27	0,17	0,35	0,09	0,1	0,08		
MnO	2,11	3,38	0,72	2,85	1,56	3,54	1,80	4,28	4,62	4,28		
MgO	1,18	2,27	0,60	0,22	2,61	2,29	3,86	0,80	3,49	5,66		
CaO	2,54	2,38	1,31	1,28	1,40	1,96	1,31	2,17	1,09	1,17		
Na ₂ O	0,45	2,50	0,41	5,28	2,15	2,27	0,99	2,84	2,97	2,61		
K ₂ O	0,08	0,62	0,03	0,14	0,25	0,56	0,23	0,23	0,16	0,2		
P ₂ O ₅	1,79	5,87	0,94	5,96	4,39	5,87	5,30	4,70	7,46	8,5		
П.п.п.	100,20	100,46	99,73	99,61	100,62	99,31	99,83	100,55	99,25	99,76		
Сумма	0,11	0,28	0,05	0,44	0,18	0,24	0,09	0,28	0,26	0,23		
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0,15	0,51	0,24	0,80	0,61	0,54	0,43	0,57	0,73	0,69		
K ₂ O/(K ₂ O+Na ₂ O)	0,18	1,05	0,31	4,13	1,54	1,16	0,76	1,31	2,72	2,23		
K ₂ O/Na ₂ O	6,35	12,90	3,50	7,58	11,21	12,86	9,19	13,14	14,21	16,28		
Fe ₂ O ₃ *+MgO+CaO	5,17	10,63	2,90	7,36	8,60	10,57	5,33	12,34	10,72	10,62		
Fe ₂ O ₃ *+MgO	56,5	60,2	55,2	74,7	57	59,1	39,7	67,3	56,5	46,9		
CIA												

Таблица 9. Содержание редких и редкоземельных элементов (г/т) в представительных образцах позднепротерозойских осадков севера Патомского нагорья

Свита	Мариинская		Джемкукан-ская		Уринская				Никольская	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ п.п	310-22	310-125	311-2	311-11	984-3	984-4	984-5	984-8	983-14	983-3
Sc	4,80	19,6	2,34	20,0	16,7	32,7	14,5	24,2	19,4	20,5
V	45,3	128	39,5	144	85,1	145	70,3	144	109	116
Cr	55,8	93,7	25,7	124	110	221	104	206	174	201
Co	6,11	10,4	4,0	3,83	16,1	25,8	31,0	24,2	14,5	23,5
Ni	20,4	29,2	13,1	11,4	54,6	91,8	52,9	84,2	66,4	93,5
Cu	7,38	4,29	5,59	11,3	40,0	44,0	19,1	41,7	24,6	18,7
Zn	51,7	74,5	25,8	72,4	87,3	123	70,4	99,3	72,6	91,2
Ga	9,58	28,3	6,94	34,5	14,1	24,3	11,4	24,0	20,8	21,4
Rb	17,4	174	15,9	229	63,5	103,4	47,9	108,8	103,3	116,5
Sr	174	88,5	45,9	228	83,1	144,6	187,8	69,5	68,3	100,5
Y	3,85	29,5	5,50	13,8	17,3	60,0	22,9	25,1	22,9	26,9
Zr	226	170	157	231	76,6	181	67,4	159	148	198
Nb	6,78	15,8	4,76	26,1	8,03	16,8	7,43	14,1	15,4	23,3
Ba	153	1070	94,4	1390	143	239	114	240	275	284
La	11,7	70,7	8,50	40,8	14,8	39,6	16,8	28,8	29,1	37,3
Ce	24,2	136	16,9	74,7	33,8	106	41,3	63,9	62,2	82,1
Pr	2,83	16,1	2,15	7,51	4,15	15,2	5,67	7,24	7,34	9,02
Nd	9,04	54,1	8,39	24,6	18,11	76,31	26,27	28,37	29,09	34,55
Sm	1,44	9,52	1,46	5,01	4,35	21,3	6,74	5,67	6,06	6,61
Eu	0,34	1,91	0,33	0,96	1,10	5,85	1,68	1,45	1,67	1,44
Gd	1,17	8,01	1,3	3,69	4,35	22,0	6,89	5,75	5,85	6,63
Tb	0,14	1,04	0,17	0,53	0,70	3,28	1,04	0,90	0,91	0,99
Dy	0,74	5,92	0,79	2,69	3,77	16,2	5,38	5,31	5,10	5,80
Ho	0,15	1,1	0,18	0,55	0,76	2,75	1,01	1,15	1,05	1,21
Er	0,44	3,27	0,55	1,55	2,07	6,22	2,53	3,35	2,94	3,39
Tm	0,08	0,43	0,10	0,24	0,31	0,77	0,34	0,51	0,44	0,51
Yb	0,37	3,01	0,61	1,81	1,97	4,35	2,07	3,27	2,81	3,37
Lu	0,08	0,4	0,11	0,24	0,31	0,66	0,32	0,53	0,43	0,52

Hf	5,58	4,99	4,01	6,51	2,43	5,00	2,11	4,44	4,20	5,51
Ta	0,36	1,18	0,35	1,94	0,56	1,83	0,60	1,11	1,11	1,77
Pb	1,67	2,98	5,79	3,69	6,93	16,2	45,9	15,0	2,11	15,0
Th	6,85	17,7	4,9	27,9	4,45	8,60	4,05	7,83	7,58	12,5
U	0,92	1,81	0,92	2,55	1,50	1,57	1,02	1,52	1,55	2,46
Eu/ Eu*	0,80	0,67	0,73	0,68	0,77	0,83	0,75	0,78	0,85	0,67
Th/Sc	1,43	0,90	2,09	1,40	0,27	0,26	0,28	0,32	0,39	0,61
Zr/Sc	47	8,67	67	11,6	4,60	5,55	4,66	6,58	7,61	9,63
La/Th	1,71	3,99	1,73	1,46	3,31	4,60	4,14	3,68	3,84	2,98
La/Sc	2,44	3,61	3,63	2,04	0,88	1,21	1,16	1,19	1,50	1,82
Th/Co	1,12	1,70	1,23	7,28	0,28	0,33	0,13	0,32	0,52	0,53

Таблица 10. Свойства атомов Re и Os, их концентрация и отношение Re/Os в хондрите CI и примитивной мантии PM, первичные и современные значения отношений $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в хондрите и примитивной верхней мантии PUM

	Электронная структура	Степень окисления	Атомный радиус, А	Атомный вес	CI	PM	PUM
Re (N=75)	(Xe)4f ¹⁴ 5d ⁵ 6s ²	7,6,4,2,-1	1,37	186,2	39,5, нг/г *	0,32, нг/г *	
Os (N=76)	(Xe)4f ¹⁴ 5d ⁶ 6s ²	2,3,4,6, 8	1,35	190,23	506, нг/г*	3,4, нг/г*	
Re/Os					0,078*	0,094*	
$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}^{**}$ (4,56 млрд лет)					0,092		0,092
$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ (4,56 млрд лет)**					0,422		
$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (0 млрд лет)***					0,1276 , 0,1278		0,1296

Примечание. * — концентрация Re и Os и отношение Re/Os в CI и PM (Palme, O'Neill, 2003); ** и *** — первичные (4,56 млрд лет) и современные значения $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, соответственно, для CI и PUM (Meisel et al., 1996; 2001; Walker et al., 2002).

Таблица 11. Re-Os систематика перidotитов в субкратонической мантии

Re, нг/г	Os, нг/г	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	Кратон	Регион, T _{RD} , млрд	Источник
		0,031–0,545	0,1079–0,1191	Каапва-альский	Лесото	Pearson et al., 2004
0,02–0,376	0,83–13,1	0,007–1,516	0,1085–0,1252		Матсоку	Meisel et al., 2001; Pearson et al., 1995b
0,01–0,11	2,17–6,68	0,009–0,233	0,1080–0,1095		Личобонг	Pearson et al., 1995b
0,015–0,135	0,625–8,24	0,038–2,02	0,10690–0,12572		Ягерсфонтейн Премьер, Финч; 3,1–3,5	Pearson et al., 1995b
0,025–0,761	1,057–13,19	0,046–0,532	0,11163–0,14229	Карельский	Каави, Куопио	Peltonen, Brugmann, 2006
0,002–0,473	0,003–8,83	0,021–1,67	0,11049–0,12957	Сибирский	Удачная; 3,2	Pearson et al., 1995a
		0,00076–0,22172*	0,10414–0,12779*		Далдын; 2,5–3,5	Griffin et al., 2002
0,012–2,585	0,055–6,70	0,0245–6,2295	0,10973–0,11871	Северо-Американский	Соммерсет; 2,7	Irving et al., 2003
16–409**	10661–42156**	0,002–0,080**	0,107–0,115**	Слейв	Диавик; 3,3–3,5	Aulbach et al., 2009
213–518**	35850–319900**	0,0391–0,1685**	0,10948–0,11956**		Экати: трубка Панда; 3,52±0,17	Westerlund et al., 2006
0,136–0,415	0,106–4,225	0,210–1,739	0,1098–0,1149	Вайоминг	2,7–2,9	Carlson, Irving, 1994

Примечание. * — сульфидные включения в оливинах; ** — сульфидные включения в алмазах.

Таблица 12. Re-Os систематика перидотитов мантийных перидотитов Северо-Китайского кратона

Re, нг/г	Os, нг/г	¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os	¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os	Регион, T _{RD} , млрд лет	Источник
	0,213–2,67	0,010–0,647	0,1106–0,12605	Янгуанг 1,6–2,0	<i>Liu et al.</i> , 2010
0,014–0,075	0,112–3,246	0,024–0,625	0,1186–0,12677	Лонгганг	<i>Wu et al.</i> , 2003
0,014–0,146	0,544–9,251	0,017–0,430	0,11992–0,12992	Квисиа	<i>Gao et al.</i> , 2002
0,012–0,209	0,692–2,783	0,043–0,508	0,11362–0,1274	Кяндян	<i>Wu et al.</i> , 2006
0,01–0,035	0,097–5,071	0,009–0,537	0,11123–0,1158	Телинг	<i>Wu et al.</i> , 2006
0,0441–0,1190	1,5192–5,2012	0,079–0,48	0,11041–0,12216	Менгуинг; 2,9–3,4	<i>Zhang et al.</i> , 2008
0,045–0,1190	1,2–6,0853	0,013–0,202	0,10629–0,11582	Факсен; 2,9–3,4	

Таблица 13. Re-Os систематика эклогитов в субкратонической мантии

Re, нг/г	Os, нг/г	¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os	¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os	Кратон	Регион, T _{RD} , млрд лет	Источник
0,03–1,34	0,26–0,59	0,353–26,21	0,1795–1,487	Каапва-альский	Ньюлэнд; 2,9–4,1	<i>Menzies et al.</i> , 2003
0,47–5,3	0,033–0,233	80,68–135,2	1,3–2,0	Кассаи	Катока; >1,2 (U–Pb)	<i>Никитина и др.</i> , 2016
0,480–3,39	0,035–0,443	2,174–93,37	0,22–6,362	Мен	Койду	<i>Barth et al.</i> , 2002
39–839*	7,6–1539*	1,7–240*	0,81–4,3*	Слейв	Диавик; 1,86±0,19	<i>Aulbach et al.</i> , 2009
1,44–1,79		56–211	3,04–9,81	Сибирский	Удачная 2,7–3,1	<i>Pearson et al.</i> , 1995a

Примечание. * — сульфидные включения в алмазах.

Таблица 14. Re-Os систематика перидотитов субконтинентальной литосферной мантии, подстилающей складчатые пояса и внутрискратонных рифтогенные структуры

Re, нг/г	Os, нг/г	¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os	¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os	Структура	Регион, T _{RD} , млрд лет	Источник
Складчатые пояса						
0,053–0,432	0,85–4,07	0,228–0,781	0,117–0,12977	Килбурн Холл, Нью Мехико	СЗ Америка	<i>Meisel et al.</i> , 2001
0,058–0,337	2,0–10,37	0,056–0,813	0,1135–0,1237	Намибийский пояс	Намибия	<i>Pearson et al.</i> , 2004
0,033–0,418	0,989–5,086	0,01–0,406	0,1180–0,12889	Хинган-Монгольский пояс	Вангжинг Шуанглиао	<i>Wu et al.</i> , 2003
0,032–0,292	1,879–4,654	0,1026–0,3345	0,11664–0,12819	Транс-Северокитайский пояс	Ханнуоба	<i>Gao et al.</i> , 2002
Рифтогенные структуры						
0,016–0,16	0,858–1,160	0,069–0,820	0,115–0,130	Байкальский рифт	Витим	<i>Pearson et al.</i> , 2004; our date
0,028–0,221	1,99–6,134	0,024–0,285	0,1096–0,1256	Рифтогенная структура СЗ Шпицбергена		<i>Choi et al.</i> , 2010
0,011–0,283	0,759–3,348	0,015–0,9416	0,1081–0,1140	Восточно-Африканский рифт	Лабаит*	<i>Chesley et al.</i> , 1999
0,086–0,545	0,462–2,595	0,233–2,349	0,1103–0,1249		Лабаит**	

Примечание. * — шпинелевые перидотиты, ** — гранатовые перидотиты.

Таблица 15. Минеральный состав перидотитов и пироксенитов Одесского карьера (Днестровско-Бугская провинция Украинского щита)

Образец	Порода	Минералы, главные и второстепенные	Акцессорные (<5 вес.%)
1-й тип			
UR22/6	Шпинельсодержащий гарцбургит серпентинизированный	Ol Opx Prg Srp	Cpx Spl Mag
UR22/12	Шпинельсодержащий гарцбургит серпентинизированный	Ol Opx Prg Srp	Cpx Spl Mag
UR145	Шпинельсодержащий гарцбургит амфиболлизированный	Ol Opx Amph	Spl Mag Dol
2-й тип			
UR17/2	Шпинельсодержащий Phl гарцбургит	Ol Opx Phl	Spl Cpx Pn Mag Ap Dol
UR17/2-3a	Phl ортопироксенит	Opx Cpx Phl	Pn Mag Ap Zrn
UR17/2-3b	Шпинельсодержащий Phl гарцбургит	Ol Opx Phl	Cpx Pn Amph Mag Ap
UR17/2-3v	Phl гарцбургит	Ol Opx Phl	Cpx Pn Spl
UR17/2-2-I	Шпинельсодержащий Phl гарцбургит	Ol Opx Phl	Spl Cpx Pn Mag
UR17/2-2-II	Шпинельсодержащий Phl гарцбургит	Ol Opx Phl	Spl Cpx Pn Mag
UR17/2-2-III	Шпинельсодержащий Phl гарцбургит	Ol Opx Phl	Spl Cpx Pn Mag
UR17/2-2-IV	Phl ортопироксенит	Opx Phl	Cpx Pn Amph Mag Mel Py Ap Dol
UR17/2-2-V	Phl ортопироксенит	Opx Phl	Cpx Pn Amph Mag Mel Py
UR17/2-4_3	Pl-Prg ортопироксенит	Opx Prg Phl Pl	Cal Ap Sulf
UR17/2-4_2	Pl ортопироксенит	Pl Opx Kfs Prg	Cpx Carb
UR17/2-4_1	Эндербит	Opx Cpx Pl Kfs	Qzt Mag Cal Ilm
UR135	Лерцолит амфиболлизированный	Ol Opx Cpx Amph	Phl Ap Ilm Mag Crb
3-й тип			
UR135/2	Лерцолит амфиболлизированный	Ol Opx Cpx Amph	Phl Ap Ilm Dol Mag
UR148	Вебстерит	Opx Cpx	Phl Pl Amph Qtz Sulf
UR148/1	Шпинельсодержащий лерцолит амфиболлизированный	Ol Opx Cpx Hbl (Ed)	Spl Sulf Dol
UR148/2	Шпинельсодержащий гарцбургит амфиболлизированный	Ol Opx Amph	Spl Phl Mag Sulf Dol
S21	Шпинельсодержащий Ol-Phl ортопироксенит амфиболиз-анный	Ol Opx Cpx Phl Amph	Spl Sulf Dol
S22	Шпинельсодержащий Phl вебстерит амфиболлизированный	Opx Cpx Phl Amph	Spl Sulf Dol
UR149	Шпинельсодержащий Ol ортопироксенит амфиболиз-анный	Opx Amph Ol	Cpx Spl Srp Mag Sul Dol
UR150	Ol шпинельсодержащий ортопироксенит амфиболлизированный	Ol Opx Ts	Spl Mag Phl Dol

Примечание. Названия пород здесь и далее даны по (Классификация магматических..., 1991).

Таблица 16. Химический состав оливинов из перидотитов Одесского карьера (Днестровско-Бугская провинция Украинского щита)

Образец	n	Fe	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	NiO
UR22/6	5	85	39,88		0,04	14,09		0,16	45,53		
UR22/12	13	85	39,98		0,06	14,31		0,24	45,02		
UR22/12*	3	85	39,90	0,01	0,01	13,95	0,01	0,20	45,34	0,01	0,30
UR145	11	85	39,87		0,13	14,17		0,11	45,45	0,01	
UR17/2	11	85	39,89		0,06	14,26		0,17	45,2		
UR17/2-3v	5	86	39,86			13,3		0,21	46		
UR17/2-2b	2	86	39,77		0,1	13,36		0,2	45,72		
UR17/2-2-I	15	86	40,38		0,18	13,14		0,08	46,12	0,000	
UR17/2-2-I*	11	86	40,36	0,002	0,002	13,66		0,20	45,64	0,002	0,5
UR17/2-2-II	14	86	39,94		0,09	13,83		0,10	45,84		
UR17/2-2-II*	13	86	40,76	0,002	0,002	13,72	0,002	0,20	45,55	0,004	0,50
UR135	17	76	38,63		0,13	22,11		0,13	38,71	0,02	
UR135-2	15	75	38,42		0,08	22,98		0,13	38,13		
UR135/2*	4	76	38,45			21,93		0,31	38,00	0,01	0,66
UR148/1	7	79	39,84		0,03	19,09		0,21	40,60	0,01	
UR148/2	7	82	40,19		0,08	16,78		0,17	42,47		
UR149	6	83	39,42		0,15	16,28		0,17	43,80	0,01	
UR150	10	85	40,65		0,05	14,33		0,10	44,28		
UR150*	8		39,84	0,01	0,01	13,29		0,14	45,89		0,58

Примечание. Образцы, измеренные повторно на WDS детекторе, обозначены символом (*), n — число измерений.

Таблица 17. Химический состав ортопироксенов перидотитов и связанных с ними пород Одесского карьера (Днестровско-Бугская провинция Украинского щита)

Образец	Число точек	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	NiO
UR22/12	8	56,45		1,48		9,78	0,25	30,7	0,3		
UR22/12*	7	55,95	0,04	1,39	0,1	9,39	0,23	32,22	0,1	0,01	0,05
UR22/6	2	55,2		2,21	0,26	10,7	0,2	30,95	0,94		
UR22/6b	3	50,69		1,8	0,22	18,1	0,12	28,84	0,5		
UR145	14	55,51		2,23	0,06	10,1	0,16	31,71	0,22		
UR135	11	55,14		1,43		13,8	0,22	29,09	0,31		
UR135/2	11	55,12		1,71		14,3	0,23	28,38	0,29		
UR17/2	10	56,63		0,76	0,11	9,52	0,16	32,5	0,22		
UR17/2-2I	9	56,73		1,03		8,83	0,2	32,88			
UR17/2-2II	10	56,37		0,87		9,66	0,12	32,68	0,18		
UR17/2-3v	3	56,22		0,85		9,9	0,22	32,83	0,31		
UR17/2-3b	7	56,67		0,84	0,08	9,35	0,21	32,64	0,21		
UR17/2-IV	19	55,38		1,44		11,4	0,19	30,6	0,18		
UR17/2-3a	8	55,48		1,3		13,5	0,38	29	0,32		
UR148/1	6	56,32		0,71	0,02	12,5	0,29	29,56	0,46		
UR148/2	11	56,26		1,63	0,01	11,5	0,27	30,17	0,19		
UR149	8	55,22		2,28		11,4	0,2	30,79	0,25		
UR150	11	56,97		1,38	0,07	9,76	0,22	31,4	0,2		
UR150*	5	55,61	0,06	1,97	0,2	9,72	0,18	31,66	0,24	0,01	0,1

Таблица 18. Химический состав шпиннелей перидотитов и связанных с ними пород Одесского карьера (Днестровско-Бугская провинция Украинского щита)

Образец минерал	UR22	UR22	UR22	UR145	UR17/2	UR17/2	UR17/2	UR148/1	UR148/2	UR149	UR150	UR150	UR150
число точек	п=5	п=7	п=2	п=15	п=8	п=2	п=2	п=3	п=5	п=6	п=10	п=2	п=3
SiO2	0,22	0,14	0,18	0,07	0,14	0,12	0,12	—	0,32	0,28	0,12	0,35	0,39
TiO2	0,03	0,05	0,31	—	0,45	1,26	1,26	3,57	1,66	—	—	—	—
Al2O3	55,33	38,21	20,36	51,91	24,79	16,44	16,44	4,87	11,09	55,57	54,34	52,81	38,80
Cr2O3	9,49	24,94	37,36	10,41	31,72	37,52	37,52	18,04	30,59	6,29	8,16	9,68	20,26
FeO	18,80	26,14	36,64	21,06	34,14	38,24	38,24	70,77	52,87	22,38	21,40	21,76	28,77
MnO	—	0,01	—	0,03	0,06	0,08	0,08	—	0,66	0,09	0,09	0,13	0,27
MgO	15,28	10,19	5,05	15,47	6,04	4,25	4,25	1,58	2,26	14,71	15,17	14,19	10,59
ZnO	0,71	0,31	0,12	0,47	2,01	1,49	1,49	—	0,55	0,26	0,29	0,69	0,68
NiO	0,14	—	—	0,59	0,12	0,00	0,00	0,65	—	0,41	0,42	0,41	0,25
V2O5	—	—	—	—	0,51	0,57	0,57	0,45	—	—	—	—	—
сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mg/Mg+Fe2	0,62	0,45	0,24	0,64	0,29	0,21	0,21	0,08	0,11	0,59	0,62	0,58	0,47
Cr/Cr+Al	0,10	0,30	0,55	0,12	0,47	0,61	0,61	0,71	0,65	0,07	0,09	0,11	0,26
Fe3/Fe3+Al	0,02	0,06	0,23	0,07	0,19	0,28	0,28	0,84	0,58	0,05	0,06	0,04	0,12

Примечание. ц — центр зерна, к — край.

Таблица 19. Состав сульфидов из перидотитов Одесского карьера (Днестровско-Бугская провинция Украинского щита)

Образец	Минерал	Si	Fe	Mg	Ni	S	Co	Cu
Ur17/2-2	Pn	0,25	34,91	0,21	32,39	32,23		
UR17/2-2-I	Pn		31,3		35,88	32,83		
UR17/2-2-I	Pn		31,47		35,42	33,12		
UR17/2-2-II	Pn		31,9		34,74	33,37		
UR17/2-2-II	Pn	0,96	32,5	2,08	31,9	31,8		0,76
UR17/2-2-II	Pn		31,49		35,05	33,46		
UR17/2-2-II	Pn		32,03		34,52	33,44		
UR17/2-3b	Pn		26,92		40,25	37,84		
UR17/2-2-I	Ccp		31,98		22,79	33,85		11,38
UR17/2-3a	Pn		33,8		33,53	33,28		
UR17/2-3a	Pn		33,5		33,45	33,06		
UR17/2-3a	Pn		33,17		33,42	33,41		
UR17/2-2-IV	Pn		30,58		36,09	33,33		
UR17/2-2-IV	Pn		24,03		42,14	33,83		
UR17/2-2-IV	Pn		24,3		41,15	32,99	1,56	
UR17/2-2-IV	Mel		1,47		71,69	26,84		
UR17/2-2-IV	Mel		1,59		71,72	26,69		
UR17/2-3a	Ccp		31,36					34,44
UR17/2-3a	Mag+Fe		60,67					
UR17/2-3a	Mag+Fe		59,68					

Таблица 20. Химический состав флогопитов перидотитов и связанных с ними пород Одесского карьера (Днепровско-Бугская провинция Украинского щита)

Образец	UR17/2	UR17/2-3	UR17/2-4	UR135/2	UR148/2	UR150	UR148
Число точек	п=30	п=38	п=5	п=2	п=3	п=4	п=5
#mg	93	89	71	86	90	89	81
SiO ₂	40,58	40,32	39,38	38,66	39,68	39,98	39,59
TiO ₂	1,60	1,51	3,23	2,65	1,27	0,85	3,52
Al ₂ O ₃	14,26	14,48	15,54	15,57	15,40	15,95	13,47
Cr ₂ O ₃	0,50	0,28	0,33	0,24	0,13	0,84	1,74
FeO	3,25	4,97	12,74	6,38	4,68	4,56	8,03
MgO	24,69	23,58	17,51	21,68	23,25	23,48	18,71
Na ₂ O	0,25	0,23	—	0,11	—	—	—
K ₂ O	10,66	10,35	11,04	10,59	11,19	9,28	10,77
Сумма	95,79	95,72	99,77	95,86	95,60	94,94	95,83

Примечание. #mg — магнезиальность.

Таблица 21. Химический состав амфиболов перидотитов и связанных с ними пород Одесского карьера (Днепровско-Бугская провинция Украинского щита)

Образец	Амфибол 1			Амфибол 2			Амфибол 3								
	UR145	UR135	UR148/1UR148/2	UR149	UR150	UR145	UR148/2	UR149	UR150	UR17/2-2a	UR148	UR149	UR148		
Число точек	п=8	п=9	п=6	п=7	п=5	п=9	п=2	п=2	п=3	п=2	п=2	п=2	п=4	п=2	п=4
Минерал	Парга-сит	Черма-сит	Мг-гастинг-Эденит	Парга-сит	Черма-сит	Черма-сит	Мг-роговая обманка	Эденит	Мг-роговая обманка	Эденит	Мг-роговая обманка	Мг-роговая обманка	Эденит	Мг-роговая обманка	Актинолит
#mg	85	84	79	84	83	83	89	86	86	89	86	89	81	89	87
SiO ₂	43,21	45,19	42,81	44,71	43,03	45,12	50,26	43,97	47,10	49,51	47,89	46,04	52,53	54,85	54,85
TiO ₂	0,93	1,04	1,39	1,06	0,70	0,82	0,34	0,74	0,55	0,50	0,40	1,59	0,36	0,29	0,29
Al ₂ O ₃	13,53	12,39	12,81	11,20	13,96	12,97	8,06	13,50	11,12	8,83	9,56	9,94	6,09	3,43	3,43
Cr ₂ O ₃	1,18	0,55	0,34	1,23	0,45	0,48	0,14	0,45	0,38	0,53	0,25	1,84	0,17	0,64	0,64
FeO	—	0,02	0,18	0,06	—	0,00	0,28	—	0,01	0,72	0,27	2,67	1,68	5,08	5,08
Fe ₂ O ₃	5,79	6,50	8,27	6,50	6,91	6,63	4,54	6,34	5,74	4,21	5,87	4,40	2,91	0,41	0,41
MnO	0,04	0,04	0,06	0,11	0,05	0,06	0,11	0,08	0,09	0,07	0,06	0,14	0,03	0,16	0,16
MgO	17,06	17,31	15,74	16,98	16,52	16,75	19,51	16,65	18,03	18,58	18,60	16,28	19,95	20,25	20,25
CaO	12,71	12,84	12,89	12,90	13,12	13,16	13,39	13,06	13,09	13,47	12,65	12,78	13,49	12,19	12,19
Na ₂ O	2,42	1,78	2,00	2,11	1,85	1,26	1,27	1,93	1,40	1,27	1,63	1,61	0,54	0,37	0,37
K ₂ O	0,81	0,22	1,40	1,09	1,33	0,65	0,00	1,21	0,37	0,21	0,69	0,64	0,11	0,18	0,18
сумма	97,68	97,89	97,92	97,95	97,91	97,90	97,85	97,92	97,88	97,87	97,88	97,92	97,84	97,85	97,85
Рсп. (кбар)	7,4	6,4	7,0	5,4	7,8	6,9	2,7	7,1	5,3	4,6	4,0	4,5	1,5	—	—

Таблица 22. Содержание главных (вес.%) и редких (г/т) элементов в перидотитах Одесского карьера (Днестровско-Бугская провинция Украинского щита)

Образец	UR22/66		UR22/6		UR22/10		UR145		UR17/2		2Hf		UR17/2-UR17/2-2Hf		135mean		UR17/2-UR17/2-2Hf-2V		UR148/1		S21		UR148/2		S22		S18		URI49		URI50	
	UR22/66	UR22/6	UR22/10	UR145	UR17/2	2Hf	UR17/2-UR17/2-2Hf	UR17/2-UR17/2-2Hf	UR17/2-UR17/2-2Hf	3	2Hf	2V	UR148/1	S21	UR148/2	S22	S18	URI49	URI50													
SiO ₂	39,46	37,74	39,94	43,6	41,5	41,41	40,86	44,40	51,22	52,08	50,26	43,45	46,6	41,01	50,9	49,3	44,86	45,26														
TiO ₂	0,31	0,13	0,1	0,13	0,23	0,21	0,35	0,18	0,25	0,9	0,17	0,35	0,29	0,22	0,2	0,2	0,21	0,2														
Al ₂ O ₃	3,38	3,19	2,87	3,44	1,62	1,3	2,3	3,1	2,39	3,48	1,76	7,05	8,91	5,9	6,09	4,33	4,81															
FeOt	11,13	11,71	11,605	10,7	10,43	11,12	11,28	15,53	12,45	9,66	11,03	13,98	11,2	11,26	8,72	9,46	7,1	9,52														
MnO	0,14	0,13	0,16	0,18	0,18	0,19	0,19	0,26	0,29	0,23	0,27	0,22	0,2	0,17	0,19	0,18	0,18	0,2														
MgO	29,44	32,74	33,02	30,6	35,62	38,86	37,85	28,25	27,99	31,43	27,82	31,44	27,9	28,21	25,4	26,8	27,01	26,63														
CaO	2,17	3,38	1,4	3,13	2,56	0,69	1,09	4,165	1,77	1,31	2,17	4,25	2,36	4,36	4,05	3,49	6,62	6,94														
Na ₂ O	0,3	н.о.	0,25	0,2	0,1	0,09	0,09	0,28	1	0,13	0,18	0,38	0,39	0,79	0,47	0,43	0,26	0,29														
K ₂ O	0,11	0,12	0,135	0,04	1	1,15	0,94	0,33	1,22	1,25	1,85	0,1	0,79	0,6	1,01	1,02	0,11	0,12														
P ₂ O ₅	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,035	0,05	н.о.	0,04	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02														
S	н.о.	II	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,04	н.о.	0,05	0,07	0,39	0,13	н.о.	0,08	0,14	н.о.	0,06														
Cl	0,1	н.о.	н.о.	0,04	н.о.	0,08	5	0,039	н.о.	н.о.	н.о.	0,008	0,00	0,03	0,01	0,01	0,03	0,001														
F	0,14	н.о.	н.о.	0,01	н.о.	н.о.	н.о.	0,063	н.о.	н.о.	н.о.	0,088	0,12	0,21	0,16	0,17	0,01	0,02														
CO ₂	0,68	н.о.	н.о.	2,11	н.о.	0,73	0,76	0,25	н.о.	0,76	0,64	0,98	0,34	0,52	0,44	0,81	1,41	1,02														
H ₂ O-	1,6	н.о.	н.о.	0,42	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,17	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.														
H ₂ O+	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,48	0,31	0,43	0,11	н.о.	0,24	0,27	0,12	0,14	н.о.	0,22	0,16	0,44	0,27														
LOI	9,64	6,59	7,91	4,59	3,8	2,99	3,84	2,25	0,61	0,82	1,52	2,29	1,55	2,11	1,63	1,23	4,93	3,93														
Σ	99,99	99,3	99,42	99,7	97,49	99,89	99,42	100	100	99,79	99,99	110,19	99,4	107,3	99,5	99,6	99,9	104,0														
#mg	0,83	0,83	0,84	0,84	0,86	0,86	0,86	0,82	0,80	0,8	0,85	0,80	0,81	0,82	0,84	0,83	0,87	0,83														
Li	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	nd	3,18	2,44	0,0006	nd	7,24	9,39	2,84	3,64	3,7	5,49	4,48	4,19	3,8														
Rb	3,2	3	4	<2	49,2	66,9	61,7	6	50,9	67	61	1,6	33	26	36,4	39,7	3,5	3,4														
Sr	22,9	31,8	11,9	23,5	3,88	2,43	2,78	116	3,59	4,04	4,28	12	13	15	19	17	25	40														
Y	2,94	3,35	2,605	3,5	8,2	2,08	3	5,64	7,8	3,74	3,38	3,69	7,4	8,29	6,1	5,05	4,81	5,8														

Zr	14,2	14	10,65	18	31,4	16,9	12,9	44	н.о.	21,3	21,3	13	22	20	12	15	31	20
Hf	0,34	0,185	2,15	0,44	0,75	0,34	0,26	1,19	0,78	0,94	0,51	0,36	0,73	0,6	0,4	0,44	0,75	0,67
Pb	н.о.	7,89	3,7	1,25	3,02	н.о.	н.о.	2,53	н.о.	н.о.	н.о.	0,92	3,24	1,64	1,69	18,6	1,61	1,58
Ba	42,8	55,35	18,1	18,6	381	550	524	70	382	475	460	19	55	20	141	55	40	32
Nb	0,73	0,89	0,675	0,63	2,64	2,4	1,92	3,78	2,69	3,1	3,95	1,7	1,7	1,1	1,1	0,9	1,4	1,3
Ta	<0,1	0,1	n,d,	<0,1	0,17	0,15	<0,1	0,35	0,15	0,19	0,25	0,08	1,13	0,14	0,32	0,11	0,12	0,11
Sc	н.о.	8,52	7,9	13,4	н.о.	5,7	6,51	6,88	н.о.	8,89	9,82	19,7	36,2	33,7	23,4	24,8	17,6	18,3
Co	н.о.	117	125	116	142	161	184	156,5	78,3	90,2	8,2	176	108	124	87	99	111	95
Ni	н.о.	1120	1035	1420	2350	3360	4170	1905	н.о.	1740	1000	1654	977	1374	1243	1455	1668	1278
Cr	н.о.	5340	4160	2190	588	775	950	595,5	347	861	600	4711	3473	3960	2332	2734	2889	2170
Zn	н.о.	90,7	72,6	88,9	nd	132	149	109	nd	136	152	150	96	134	74	93	91	84
Cu	н.о.	11,2	23,5	14,5	nd	37,9	21,2	17,4	nd	32,6	26,3	109	78	18	58	99	24	74
V	н.о.	74,1	59,4	72,8	49,2	39,6	36	48,5	47,2	42,7	51,9	105	172	194	112	129	92	97
Ga	н.о.	н.о.	н.о.	4,94	7,83	2,96	2,86	н.о.	н.о.	5,78	7,11	2,7	5,67	7,07	4,22	5,2	3,74	3,93
Th	0,31	0,46	0,23	0,36	0,32	0,24	0,22	1,03	0,56	0,42	0,25	0,36	0,45	0,93	0,52	0,57	1,12	1,45
U	0,59	0,6	0,1	0,62	0,1	<0,1	<0,1	0,20	0,1	<0,1	<0,1	0,13	0,18	0,32	0,12	0,15	0,57	0,36
La	1,51	1,86	1,41	1,7	2,46	1,5	1,68	9,00	2,92	1,49	3	2,51	1,47	3,15	2,31	2,21	4,81	6,18
Ce	3,08	4,02	3,03	4,07	6,2	3,52	4,38	20,25	7,15	3,46	3,5	5,71	2,87	7,28	5,18	4,79	9,89	13,18
Pr	0,39	0,52	0,39	0,51	0,89	0,45	0,62	2,56	0,98	0,41	1,28	0,65	0,4	0,88	0,61	0,53	1,18	1,39
Nd	1,65	1,96	1,55	1,99	0,18	1,92	2,74	9,65	4,02	1,71	5,63	2,68	1,77	3,77	2,34	2,13	4,45	4,71
Sm	0,42	0,57	0,42	0,46	0,97	0,49	0,75	1,82	1,39	0,39	1,6	0,76	0,59	0,93	0,5	0,61	1,14	1,03
Eu	0,17	0,17	0,14	0,07	4,55	0,06	0,08	0,44	0,17	0,05	0,19	0,16	0,16	0,25	0,23	0,18	0,31	0,21
Gd	0,41	0,46	0,38	0,51	1,23	0,05	0,67	1,54	1,28	0,42	1,63	0,75	0,91	1,18	0,86	0,77	1,13	0,94
Tb	0,06	0,09	0,06	0,09	0,22	0,07	0,12	0,24	0,23	0,08	0,28	0,12	0,18	0,21	0,16	0,15	0,19	0,17
DY	0,44	0,52	0,42	0,61	1,25	0,4	0,62	1,2	1,45	0,56	1,63	0,7	1,26	1,37	1,09	0,97	1,09	0,9
Ho	0,12	0,12	0,09	0,12	0,31	0,07	0,11	0,25	0,32	0,14	0,34	0,15	0,26	0,32	0,24	0,22	0,23	0,17
Er	0,28	0,315	0,21	0,33	0,83	0,19	0,28	0,52	0,86	0,44	0,87	0,41	0,9	0,95	0,71	0,61	0,67	0,54

Tm	0,05	0,05	0,04	0,07	0,12	0,03	0,04	0,08	0,12	0,07	0,13	0,05	0,14	0,13	0,11	0,09	0,1	0,07
Yb	0,31	0,35	0,25	0,31	0,73	0,18	0,24	0,47	0,88	0,52	0,54	0,36	0,87	0,92	0,69	0,62	0,62	0,52
Lu	0,04	0,01	0,08	0,047	0,13	0,03	0,06	0,07	0,15	0,08	0,12	0,05	0,14	0,14	0,11	0,11	0,1	0,07

Примечание. н.о. — не определялось, nd — ниже порога обнаружения.

Таблица 23. Минеральные фазы, твердые растворы их обозначения и формулы

Брусит (Brucite)	Brc	Mg(OH) ₂
Гейккелит (Geikelite)	Gkl	MgTiO ₃
Гранаты (Garnet)	Grt	R ²⁺ ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃
Ильменит (Ilmenite)	Ilm	FeTiO ₃
Кордиерит (Cordierite)	Crd	(Mg,Fe) ₂ [Al ₄ Si ₅ O ₁₈]·nH ₂ O
Периклаз (Periclase)	Per	MgO
Пирофиллит (Pyrophyllite)	Prl	Al ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂
Рутил (Rutile)	Rt	TiO ₂
Тальк (Talc)	Tlc	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂
Амфиболы	Amph	
Антофиллит (Anthophyllite)	Ath	Mg ₇ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂
Тремолит (Tremolite)	Tr	Ca ₂ Mg ₅ Si ₈ O ₂₂ 4(OH) ₂
Ферротремолит (Fe-tremolite)		Ca ₂ Fe ₃ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂
Чермакит (Tschermakite)	Ts	Ca ₂ Mg ₃ Al ₄ Si ₆ O ₂₂ (OH) ₂
Паргасит (Pargasite)	Prg	NaCa ₂ Mg ₄ Al ₃ Si ₆ O ₂₂ (OH) ₂
Ферропаргасит (Fe-pargasite)		NaCa ₂ Fe ₄ Al ₃ Si ₆ O ₂₂ (OH) ₂
Глаукофан (Glaucophane)		Na ₂ Al ₂ Mg ₃ Si ₈ O ₂₄ H ₂
Actinolite	Act	Ca ₂ (Mg _{4-5-2,5} Fe ²⁺ _{0,5-2,5})Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂
Биотиты	Bt	
Аннит (Annite)	Ann	KFe ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂
Флогопит (Phlogopite)	Phl	KMg ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂
Группа серпентина	Srp	
Антигорит (Antigorite)	Atg	Mg ₄₈ Si ₃₄ O ₈₅ (OH) ₆₂
Хризолит (Chrysotile)	Ctl	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄
Группа шпинели	Spl	
Магнетит (Magnetite)	Mag	Fe ₃ O ₄
Герцинит (Hercynite)	Hc	FeAl ₂ O ₄
Шпинель (Spinel)	Spl	MgAl ₂ O ₄
Клинопироксены	Cpx	
Диопсид (Diopside)	Di	MgCaSi ₂ O ₆
Геденберgit (Hedenbergite)	He	FeCaSi ₂ O ₆
Карбонаты	Crb	
Кальцит (Calcite)	Cal	CaCO ₃
Доломит (Dolomite)	Dol	MgCa(CO ₃) ₂
Магнезит (Magnesite)	Mgs	MgCO ₃
Оливины	Ol	
Фаялит (Fayalite)	Fa	Fe ₂ SiO ₄
Форстерит (Forsterite)	Fo	Mg ₂ SiO ₄

Полевые шпаты (Feldspars)	Fsp	
Плагиоклазы	Pl	
Альбит (Albite)	Ab	NaAlSi ₃ O ₈
Анортит (Anorthite)	An	CaAl ₂ Si ₂ O ₈
Ортопироксены	Orx	
Энстатит (Enstatite)	En	Mg ₂ Si ₂ O ₆
Ферросилит (Ferrosilite)	feEn	Fe ₂ Si ₂ O ₆
Mg.Al – пироксен (Mg.Al-Pyroxene)	mg-al-Prx	MgAl ₂ SiO ₆
Fe.Al – пироксен (Fe.Al-Pyroxene)	fe-al-Prx	FeAl ₂ SiO ₆
Хлориты	Chl	
Хлорит (Chlorite)		Mg ₅ Al ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈
Амезит (Amesite)		Mg ₄ Al ₄ Si ₇ O ₁₈ H ₈
Пеннит (Penninite)		Mg _{5,5} Al ₁ Si _{3,5} O ₁₈ H ₈
Ферроамезит (Fe-amesite)		Fe ₄ Al ₄ Si ₇ O ₁₈ H ₈
Ферропенит (Fe-penninite)		Fe _{3,5} Al ₁ Si _{3,5} O ₁₈ H ₈

Примечание. Аббревиатура приведена для фаз и миналов, которые встречаются на графиках или в тексте, а также учтенных в модельных расчетах.

Таблица 24. Химические составы пород основного-ультраосновного состава (Одесский карьер, Побужье, Украинский щит)

Образец	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
UR135	Phl гарцбургит	45,54	0,34	2,13	14,93	0,28	28,14	3,56	0,28	0,32	0,04
UR145	Гарцбургит серпентизированный	43,61	0,13	3,44	10,69	0,18	30,64	3,13	0,20	0,04	0,02
UR148/1	Spl. лерцолит	43,45	0,17	1,76	13,98	0,22	31,44	4,25	0,36	0,10	0,01
UR148/2	Spl гарцбургит	41,01	0,29	8,91	11,26	0,17	28,21	4,36	0,79	0,60	0,01
UR149	Amph-Spl лерцолит	45,26	0,20	4,81	9,52	0,20	26,63	6,94	0,29	0,12	0,02
UR150	Amph-Spl гарцбургит	48,64	0,18	3,98	9,61	0,16	29,85	2,89	0,43	0,17	n.d.
UR17/2	Phl лерцолит	41,50	0,18	1,62	10,43	0,18	35,62	2,65	0,10	1,00	0,02
UR22/10	Гарцбургит серпентизированный	40,79	0,10	2,65	11,01	0,15	32,45	1,10	0,25	0,14	0,02
UR22/13	Гарцбургит серпентизированный	38,61	0,02	0,35	8,20	0,09	36,54	0,46	0,06	0,21	0,00
UR22/6	Гарцбургит серпентизированный	39,46	0,31	3,38	11,13	0,14	29,44	2,17	0,30	0,11	0,02
UR22/6b	Гарцбургит серпентизированный	37,60	0,13	3,41	12,80	0,15	29,73	3,76	0,10	0,11	0,05
UR107	Pl ортопироксенит	48,79	0,17	5,62	8,75	0,15	28,91	5,87	0,46	0,99	0,00
UR107/19	Spl пироксенит	46,56	0,50	6,74	10,42	0,17	23,43	7,23	0,66	0,22	0,02
UR107a	Prg ортопироксенит	42,85	0,41	9,27	9,07	0,09	27,24	6,25	0,57	0,41	0,01
UR148	Вебстерит	53,38	0,10	1,79	14,43	0,47	22,06	7,30	0,10	0,14	0,05
UR17/2-3	Phl ортопироксенит (по гарцбургиту)	51,22	0,18	3,00	12,45	0,29	27,99	1,77	1,00	1,22	0,05
UR82/3	Pl вебстерит амфиболитизированный	52,56	0,35	5,46	16,08	0,27	15,00	5,14	1,33	0,60	0,08
UR82a	Pl вебстерит	51,54	0,12	1,17	17,16	0,31	22,51	2,88	0,40	0,12	0,03
UR82b	Pl вебстерит	54,89	0,09	2,54	15,72	0,30	20,85	3,29	0,12	0,10	0,01

Примечание. Химические анализы выполнены в лабораториях ГИ КНЦ (Апатиты) и ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург).

Таблица 25. Средние составы минералов из ультрамафитов (Одесский карьер, Побужье, Украинский щит)

Сокращение для минералов	Название минералов	Количество анализов минералов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOт	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	#mg
Amph	амфиболы	91	46,07	0,88	11,75	8,28	0,07	15,89	12,66	1,56	0,91	0,00	
Bt	биотиты	112	40,69	2,53	14,81	7,54	0,03	21,48	0,07	0,19	10,52	0,00	83
Cpx	клинопироксены	137	53,03	0,09	1,70	6,53	0,11	14,65	23,46	0,27	0,00	0,00	81
Crb	карбонаты	19	0,55	0,00	0,01	6,30	0,39	42,00	50,90	0,00	0,00	0,00	
Fsp	калиевый полевой шпат	65	62,61	0,00	19,91	0,07	0,00	0,00	0,01	0,65	15,24	0,00	
Grt	гранаты	49	37,95	0,00	21,50	27,35	0,97	5,27	6,69	0,00	0,00	0,00	20
Ilm	ильменит	38	0,42	50,93	0,13	47,12	0,73	0,73	0,01	0,02	0,00	0,00	
Chl	хлориты	5	37,47	0,00	10,88	29,03	0,30	10,42	0,74	0,04	0,32	0,00	39
Mag	магнетит	49	0,80	0,67	0,77	95,08	0,02	0,45	0,05	0,00	0,00	0,00	
Oi	оливины	142	39,74	0,01	0,10	16,40	0,14	43,16	0,01	0,00	0,00	0,00	82
Pl	плагноклазы	168	56,96	0,00	27,40	0,17	0,00	0,06	8,69	6,47	0,23	0,00	
Orp	ортопироксены	319	54,25	0,01	1,70	17,51	0,31	25,71	0,42	0,01	0,03	0,00	72
Rt	Рутил	5	2,11	87,10	0,16	10,00	0,00	0,63	0,10	0,00	0,00	0,00	
Srp	серпентины	30	47,83	0,01	0,20	6,48	0,14	43,45	0,10	0,00	0,00	0,00	
Tlc	талк	22	51,91	0,02	0,85	13,49	0,28	29,96	0,15	0,00	0,00	0,00	
Spl	шпинели	76	0,18	0,47	40,82	29,09	0,12	11,08	0,01	0,00	0,00	0,00	

Примечание. Некоторые группы минералов не делятся на подгруппы, чтобы не усложнять их графическое отображение на диаграммах.

Таблица 26. Кристаллохимические формулы слоистых силикатов глауконит-иллитового состава из пород сололийской серии (Оленекское поднятие)

Номер образца	Размер зерна, мм	Плотность зерна, г/см ³	Катионы										Заряды				
			Тетраэдри-ческие					Октаэдрические					Межслоевые		Tetra-Окта-эдр.	Меж-слоев.	
			Si	Al	Al	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Σ _{окт}	K	Na	Ca	(VIAl+VIFe ³⁺)			
Дебендлинская свита																	
550	0,63-0,4	2,75-2,85	3,75	0,25	0,48	0,91	0,30	0,33	2,02	0,70	0,03	0,04	0,35	15,75	5,49	0,81	0,33
550Б	0,63-0,4	2,8-2,85	3,77	0,23	0,57	0,86	0,26	0,33	2,02	0,70	0,01	0,02	0,40	15,77	5,47	0,75	0,30
553	0,63-0,315	2,6-2,7	3,54	0,46	1,18	0,44	0,18	0,18	1,98	0,7	0,07	0,06	0,73	15,54	5,58	0,89	0,41
Осорхаятинская свита																	
558	0,63-0,4	2,65-2,7	3,72	0,28	1,09	0,45	0,16	0,33	2,03	0,69	0,02	0,00	0,71	15,72	5,60	0,71	0,35
2076	0,63-0,4	2,65-2,7	3,69	0,31	1,02	0,48	0,20	0,35	2,05	0,69	0,02	0,00	0,68	15,69	5,60	0,71	0,41
560/1	0,63-0,315	2,6-2,7	3,64	0,36	1,15	0,32	0,17	0,41	2,05	0,74	0,01	0,03	0,78	15,64	5,57	0,81	0,54
560/2	0,63-0,315	2,65-2,75	3,59	0,41	1,12	0,31	0,22	0,44	2,09	0,74	0,03	0,02	0,78	15,59	5,61	0,81	0,69

Таблица 27. Параметры мессбауэровских спектров изученных образцов (Оленекское поднятие)

Свита	Дублеты КР	Г, мм/с	δ, мм/с	Δ ^{fit} , мм/с	S ^{fit} , %	Fe ²⁺ /Fe ³⁺
Дебенгинская	Обр, 550 (0,4–0,63 мм, 2,75–2,85 г/см ³)					
	Fe ³⁺	1	0,38	0,40	0,27	28
		2	0,47	0,41	0,48	38
		3	0,50	0,57	0,95	9
	Fe ²⁺	4	1,09	0,91	1,91	22
		5	0,28	1,17	2,82	3
	Обр, 550Б (0,4–0,63 мм, 2,80–2,85 г/см ³)					
	Fe ³⁺	1	0,38	0,38	0,31	28
		2	0,55	0,41	0,48	40
		3	0,56	0,62	0,89	9
	Fe ²⁺	4	1,00	0,93	1,92	20
		5	0,31	1,14	2,86	3
	Обр, 553 (0,315–0,63 мм, 2,60–2,70 г/см ³)					
	Fe ³⁺	1	0,43	0,40	0,32	33
		2	0,67	0,44	0,62	33
3		0,37	0,65	0,83	5	
Fe ²⁺	4	1,08	0,96	1,77	20	
	5	0,36	1,14	2,90	9	
Осорхягинская	Обр, 558 (0,4–0,63 мм, 2,65–2,70 г/см ³)					
	Fe ³⁺	1	0,37	0,39	0,27	33
		2	0,36	0,41	0,51	28
		3	0,65	0,62	0,95	13
	Fe ²⁺	4	0,72	0,98	2,03	19
		5	0,27	1,17	2,80	7
	Обр, 2076 (0,4–0,63 мм, 2,65–2,70 г/см ³)					
	Fe ³⁺	1	0,32	0,39	0,28	31
		2	0,36	0,41	0,51	25
3		0,77	0,67	0,91	15	
Fe ²⁺	4	0,73	1,03	1,86	20	
	5	0,33	1,16	2,80	9	

Обр, 560/1 (0,315–0,63 мм, 2,60–2,70 г/см ³)						0,54
Fe ³⁺	1	0,31	0,38	0,28	21	
	2	0,41	0,42	0,51	35	
	3	0,71	0,54	1,14	9	
Fe ²⁺	4	0,72	1,02	2,02	20	
	5	0,35	1,13	2,85	15	
Обр, 560/2 (0,315–0,63 мм, 2,65–2,75 г/см ³)						0,69
Fe ³⁺	1	0,33	0,40	0,29	27	
	2	0,32	0,40	0,55	23	
	3	0,44	0,62	0,78	9	
Fe ²⁺	4	0,63	1,00	2,13	20	
	5	0,34	1,17	2,79	21	

Примечание. S^{fit} — интегральная интенсивность дублетов разложения; Г — полуширина линии поглощения; Δ^{fit} — квадрупольное расщепление; δ — химический сдвиг относительно α-Fe; χ₂=1,11–1,74. Fe; χ₂=1,11–1,74.

Таблица 28. Сравнение относительных интегральных интенсивностей индивидуальных полос поглощения в области валентных колебаний ОН-групп в ИК-спектрах изученных ГСС (%) Оленекского поднятия с относительными количествами пар катион-ОН-катион, рассчитанных на основе химического состава ГСС и данных мессбауэровской спектроскопии (%)

Пары катион-ОН-катион	Частоты полос поглощения*, см ⁻¹	Обр. 550 Дебенгдинская свита		Обр. 558 Осорхятинская свита	
		ИКС	Модель 2	ИКС	Модель 3
Fe ²⁺ -Fe ²⁺	3505	7,5	5	0,4	1
Fe ²⁺ -Fe ³⁺	3521	9,9	11	4,1	6
Fe ³⁺ -Fe ³⁺	3535	29,8	31	18,9	17
Mg ²⁺ -Fe ²⁺	3543	5,9	6	0	0
Mg ²⁺ -Fe ³⁺	3559	4,4	4	0	2
Al ³⁺ -Fe ²⁺	3559	0	2	12,7	8
Al ³⁺ -Fe ³⁺	3573	13,9	14	2,6	5
Mg ²⁺ -Mg ²⁺	3583	5,7	3	8	5
Al ³⁺ -Mg ²⁺	3604	8	11	15,7	19
Al ³⁺ -Al ³⁺	3621	6,9	13	22,5	37
Al ³⁺ -Al ³⁺	3641	5,9		11,4	
Al ³⁺ -Al ³⁺	3658	2,1		3,7	

Примечание. *Значения частот полос поглощения от катионных пар, связанных через ОН-группу (Drits, Dainiak, 1997).

Таблица 29. Сравнение содержаний октаэдрических катионов в 2:1 слоях ГСС Оленекского поднятия, рассчитанных разными методами (ф.е.).

№ образца	Вид анализа	Содержание октаэдрических катионов			
		Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg
Дебенгдинская свита Обр. 550	1	0,48	0,91	0,30	0,33
	2	0,52	0,88	0,31	0,30
	3	0,52	0,91	0,29	0,28
Осорхятинская свита Обр. 558	1	1,09	0,45	0,16	0,33
	2	1,06	0,44	0,17	0,32
	3	1,06	0,47	0,16	0,31

Примечание. 1 — данные микронзондового анализа, 2 — данные ИК-спектроскопии, 3 — данные, полученные при расчете теоретических картин распределения катионов в структуре минералов с учетом данных мессбауэровской спектроскопии.

Таблица 30. Рассчитанные относительные доли (%) октаэдрических Fe³⁺- и Fe²⁺-ионов в различных структурных конфигурациях (локальных окружениях) ГСС Оленекского поднятия

	Тип локального окружения	Дебенгдинская свита Обр. 550		Осорхятинская свита Обр. 558		
		Модель 1	Модель 2	Модель 1	Модель 2	Модель 3
Fe ³⁺	3R ²⁺ , 3R ³⁺	26	40	34	42	43
	2R ²⁺ R ³⁺ , 2R ³⁺ R ²⁺	49	35	40	32	31
Fe ²⁺	3R ²⁺ , 3R ³⁺	9	21	12	24	25
	2R ²⁺ R ³⁺ , 2R ³⁺ R ²⁺	16	4	14	2	1

Примечание. 3R²⁺, 3R³⁺ — однородные локальные окружения, где R²⁺ — катионы Fe²⁺ и Mg²⁺, R³⁺ — катионы Fe³⁺ и Al³⁺; 2R²⁺R³⁺, 2R³⁺R²⁺ — неоднородные локальные окружения. Модель 1, Модель 2 и Модель 3 — неупорядоченное, «доменно-упорядоченное» и «переупорядоченное» распределения.

Таблица 31. Rb-Sr и K-Ar аналитические данные для ГСС сололийской серии Оленекского поднятия

Номер образца	Размер зерен, мм	Плотность зерен, г/см ³	препарат*	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	K, %	⁴⁰ Ar, нг/г	K-Ar возраст, млн лет	
											Дебенгдинская свита
550	0,4–0,63	2,75–2,85	W	365	16,1	74,22	2,0598	6,51	860	1292	
550Б	0,4–0,63	2,75–2,80	W	376	9,4	145,1	3,2951	6,41	849	1303	
		2,80–2,85	W	375	10,7	120,0	2,8889	6,60	869	1298	
551	0,2–0,4	2,70–2,85	W	337	8,7	139,8	3,2827	6,30	814	1280	
553	0,2–0,4	2,55–2,60	W	292	32,6	27,16	1,1990	6,40	827	1281	
		2,60–2,70	W	299	31,5	28,98	1,2401	—	—	—	
553/1	0,2–0,63	2,60–2,65	W	310	23,1	41,69	1,4489	—	—	—	
		2,65–2,70	W	329	22,5	45,66	1,5250	—	—	—	
554	0,2–0,4	2,75–2,80	W	335	7,28	174,4	3,8811	6,43	842	1293	
555А	0,315–0,63	2,70–2,80	W	335	7,79	159,3	3,5941	—	—	—	
555/1	0,2–0,4	2,70–2,75	W	—	—	—	—	6,34	782	1238	
563/4	—	—	Lm	0,29	157	0,0053	0,70499	—	—	—	
Осорхятинская свита											
552	0,4–0,63	2,65–2,70	W	368	6,24	245,9	5,1815	6,64	888	1312	
2076А	0,4–0,1	2,65–2,75	W	374	6,19	251,4	5,1574	6,75	872	1280	
		2,65–2,75	W	386	14,14	93,82	2,3606	—	—	—	
2076	0,4–0,63	2,65–2,70	W	384	12,73	102,4	2,4893	7,11	891	1253	
		2,65–2,70	R	354	3,544	637,2	12,166	—	—	—	
			L	8,80	9,677	2,6562	0,8151	—	—	—	

Примечание. *W — минеральные фракции ГСС, не подвергавшиеся обработке раствором 1N HCl (лабораторному выщелачиванию); для фракций ГСС, обработанных раствором 1N HCl: R — остаток от выщелачивания; L — кислотная выгжатка; Lm — известняк. Содержание Rb и Sr в продуктах выщелачивания ГСС приведены в расчете на 1 г необработанной фракции.

Таблица 32. Характеристика циркона в архейских породах Волдозерского домена Карельской провинции

№	Порода и ее положение в шкале по геологическим данным	Район отбора пробы и ее геологическое положение	U-Pb возраст циркона	Морфология и размер зерен
1	Mi граниты	Семчь пр. А101; Палая Ламба, граниты в фундаменте пр.56а	SH 2665±19 SH 2674±18	изометричные зерна 100*300 мкм; каймы на бочонковидных и призматических зернах
2	Габбро, габброанортозиты, пироксениты	Остер: дайки и малые интрузии пр. 4	SH 2724±55	мелкие удлиненные зональные зерна 30*50–100 мкм
3	Андезиты 2 андези-тодациты, P1-порфиры	Остер: сбвулканические интрузии и дайки секущие конгломераты	SH (2664±5) SH (2665±5)	темные переработанные ядра и отделимые зерна 100*200 мкм
4	Конгломераты	пр. 1209 и 105	SH 2907±14 SH 2896±8;	призматические удлиненные зональные зерна и оболочки на ядрах 300*100мкм
5	Габбро-диорит, габбро-анортозит	Остер	SH 3135±8	бочонковидные зональные зерна
6	Mg габбро и диориты	Палая Ламба пр. 74, 94; Остер пр. 22 (интрузии в вулканитах)	Zr 2840±30 SH 2860±9	удлиненные и изометричные 100–200 мкм, без ядер, полосчатая зональность.
7		Палая Ламба дайки в фундаменте и вулканитах поясов	SH 2892±9	призматические полосчатые и обломки зерен, 100*60 мкм
		Остер, галька конгломерата	SH 2917±22	удлиненные зерна без ядер; 50*100 мкм

8		пр. 79а	SH 2975±10	округлые незональные, 70 мкм
9			SH 3118±11	бочонковидные зональные зерна
10	Трондьемиты	Палая Ламба, интрузия в вулканитах пояса пр.57	SH 3142±22	удлиненные и бочонковидные зональные 200*100–70 мкм
11			SH 3212±18	бочонковидные зональные зерна 150–100 мкм
12		Палая Ламба	SH 2903±22	удлиненные зерна без ядер; 50*70–150 мкм
13		фундамент пр. 56	SH 3187±26	бочонковидные зональные зерна
14		Остер вулканиты пояса пр. 2013	SH (2861±11)	удлиненные незональные; 200*50мкм
15		Палая Ламба вулканиты	SH (2841±16)	удлиненные с лоскутной зональностью 200*50 мкм
16		пояса пр.19	SH 2900	удлиненные с лоскутной зональностью; 200*50 мкм
17	Андезиты 1, дациты, диориты	Палая Ламба дай-ка в фундаменте пр.15	SH 2919	мелкие зональные удлиненные и овальные 30–*80 мкм
18			SH 3122±20	бочонковидные, зональные, 70*100 мкм
19	Базальты, коматиты,	Лайручей, дайка в тоналитах пр. 1136	SH 2967±17	округлые незональные, 70 мкм
20	габбро (дайки)	Палая Ламба, дайка в тоналитах пр.76	SH 3020±14	удлиненные незональные; 50–70*30–40 мкм
21			SH 3142±16	бочонковидные зональные 150*50мкм

22	Тоналит	Палая Ламба, фундамент з.к.	SH 3141±10	бочонковидные, длинно-призматические, зональные -200—300*100 мкм
23		пояса пр.132	SH 3222±21	
24	Тоналит	Лайручей, центр Волдозерского домена пр.1161, 1161/1	SH 3213±32 SH 3240±11	бочонковидные, призматические, зональные, 60*350 мкм

Таблица 32. (продолжение)

№	Th	U	Th/U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Lu/Lan	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Sr	Hf	Lu/Hf	Y	Li	Ti	T(П) С
1	556 6,00	511 0,01	1,09 0,01	0,20 н.о.	160 н.о.	0,94 н.о.	8,00 н.о.	12,0 н.о.	2,80 н.о.	50,0 н.о.	146 н.о.	321 н.о.	579 н.о.	89,0 н.о.	4161 н.о.	88,0 н.о.	0,35 н.о.	0,60 н.о.	7183 н.о.	0,01 н.о.	1819 н.о.	43,0 н.о.	10,6 н.о.	748
2	154	327	0,47	1,00	15,0	1,00	10,0	9,10	3,90	37,6	146	339	785	128	1217	3,70	1,20	1,30	4432	0,02	2154	18,0	35,7	869
3	75,0 647	1288 1984	0,06 0,33	46,0 2,90	218 67,0	21 1,7	99,0 9,20	20 11,6	3,0 0,9	39 60	114 276	149 574	233 963	36 143	8 473	1,7 7,4	0,32 0,1	2,2 1,6	11887 8200	0,01 0,02	3455 1249	78 59	13,5 23,8	770 826
4	18,0 38,0	41,0 109	0,44 0,35	0,07 0,20	3,80 13,0	0,25 0,15	4,60 1,70	6,9 3,7	1,4 0,8	34 24	129 94	250 217	392 414	64 68	6282 3110	6,6 17,4	0,39 0,25	0,6 0,8	5990 9092	0,01 0,01	1048 736	1,1 39	13,5 8,10	770 724
5	202	203	1,00	47,8	234	35,5	246	136	31	160	138	202	416	76	15	1,4	0,65		8062	0,01	1309	74	37,8	876
6	31,0	90,7 62,0	0,50	0,10	6,00	0,07	0,80	0,90	0,05	4,00	18,0	50,0	140	25,8	3290	20	0,81	0,30	5717	0,004	279	60,0	11,2	758

7	75,0	160	0,48	0,30	27,0	0,50	3,60	2,80	0,80	12,0	50,0	109	197	33,0	1145	17,8	0,39	0,50	74500,004	665	87,0	21,0	813	
8	81,0	226	0,36	7	62	8,70	78	23	11	36	64	132	273	46	63	1,9	1,12	0,8	83050,006	849	96,0	10,6	748	
9	106	298	0,36	0,60	16	0,90	7	9	1,5	22	101	247	508	92	1559	5,3	0,42	0,8	6601	0,01	1478	96,0	12,0	761
10	199	434	0,46	106	530	101	834	145	200	144	105	189	372	66	6	1,2	4,23	4	8695	0,01	1245	86,0	25,0	832
11	47,0	242	0,20	45	68	12	83	37	12	44	68	130	279	51	34	1,2	0,9	1,10	9673	0,01	854	84,0	15,2	781
12	175	339	0,52	3	30	3,20	22	16	3,8	53	194	430	782	128	433	2,4	0,39	2,60	7205	0,02	2515	56,0	15,2	781
13	125	433	0,29	20	302	40	297	152	10	179	189	239	406	66	32	2,6	0,19	16,7	6033	0,01	1600	64,0	87,0	978
14	78,0	234	0,35	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.												
15	27,0	117	0,23	0,69	11	0,7	17	5	1,3	5,7	12	36	106	23	316	2,5	0,70		84600,003	213	58,0	4,20	672	
16	61,0	144	0,44	80	422	63	364	151	31	163	151	267	546	89	11	1,5	0,6	4,10	8430	0,01	1627	74,0	91,0	985
17	158	316	0,50	14	94,5	12	86	45	8	58	74	147	377	68	46	1,7	0,47	1,50	9761	0,01	864	103	34,0	864
18	86,0	448	0,35	2	16	0,65	4	4,60	1	23	94	219	417	66	428	3,2	0,30	0,92	6317	0,01	1246	96,0	6,80	710
19	83,0	208	0,41	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.												
20	61,0	208	0,29	0	1,20	н.о.	0,11	0,19	0,06	1,4	8,5	29	79	н.о.	Ybn/ Lan	7-12	0,07	1,30	7910	н.о.	150	н.о.	6,00	705
															2300									

21	307	907	0,34	2,40	27,0	1,20	8	11	2,40	52	252	559	1130	192	770	4	0,05	6,10	8333	0,02	2967	52	11,6	754
22	43,0	121	0,37	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.																	
23	67,0	137	0,49	0,3	15,1	0,20	2	3,20	1,10	20	88	220	464	80	2900	17	0,42	0,8	5723	0,0139	1304	63,0	6	705
24	103	279	0,37	47,0	244	30,0	174	49	21	67	91	210	459	77	16	1,6	1	6,10	8477	0,01	1125	103	26	834
25	83,0	158	0,53	23,6	398	н.о.	491	350	65,0	283	169	170	316	н.о.	Лап	2	0,9	11	7711	н.о.	1094	н.о.	43	890
	107	187	0,57	0,10	21,1	н.о	2,70	4,00	0,80	18,0	68,0	156	327	н.о	19	13	0,29	1,7	7561	н.о	903	н.о	8	731
															5560									

Примечание. Метод определения возраста — знак перед цифрой возраста: Zr — U-Pb циркон TIMS, классический, SH — U-Pb циркон, SIMS; жирным шрифтом обозначены значения возраста, которые рассматриваются как время кристаллизации, обычным шрифтом — возраст ксеногенных зерен, значения в скобках — время метаморфических изменений.

Таблица 33. U-Pb изотопные данные для цирконов из андезитов 1 зеленокаменных структур и трондьемитов районов Палой Ламбы и Остера, андезитов 2, гранит-порфиоров и даек габбро 3 района Остера

Проба. Зерно. Точка	% $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	ppm U	ppm Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Возраст	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Возраст	Дискордантность	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ±%	±%
Андезит 1 Палой Ламбы пр.19											
19.4.1	1,08	201	319	1,64	6,08	220 ±3	2355 ±8,9		0,226	8,9	0,03473 ±1,4
19.8.2	0,65	911	1657	1,88	256	1814 ±25	2698 ±6,7	30	6,75	1,6	0,3249 ±1,6
19.5.1	0,17	365	232	0,66	126	2172 ±21	2815 ±8,4	24	10,22	1,2	0,4007 ±1,1
19.8.1	0,19	171	152	0,92	76,5	2703 ±27	2828 ±6,9	4	14,26	1,3	0,5208 ±1,2
19.2.1	0,06	306	199	0,67	136	2690 ±26	2837 ±8,3	5	14,3	1,3	0,5179 ±1,2
19.3.1	0,04	144	61	0,44	65,5	2740 ±28	2839 ±12	4	14,7	1,4	0,5298 ±1,3
19.7.1	0,74	148	92	0,64	62,7	2561 ±27	2844 ±6,5	11	13,56	1,5	0,4879 ±1,3
19.6.1	0,08	248	209	0,87	115	2777 ±26	2900 ±8,4	2	15,01	1,2	0,5386 ±1,2
19.1.1	0,34	184	132	0,74	84,4	2752 ±28		5	15,36	1,3	0,5325 ±1,2
Андезит 1 Остер пр.1213											
1213.10.1	-0,01	516	480	0,96	233,1	2726 ±17	2778 ±8	2	14,09	0,9	0,5264 ±0,8
1213.3.1	0,09	699	1080	1,60	308,2	2669 ±18	2783 ±8	4	13,78	0,9	0,5128 ±0,8
1213.7.1	0,03	548	49	0,09	245,9	2708 ±17	2792 ±8	3	14,11	0,9	0,5222 ±0,8
1213.5.1	0,10	137	51	0,39	66,5	2876 ±24	2840 ±14	-1	15,64	1,4	0,5623 ±1,1
1213.8.1	0,18	182	55	0,31	84,5	2782 ±21	2847 ±13	2	15,07	1,3	0,5396 ±0,9
1213.2.1	0,06	120	40	0,34	55,7	2782 ±25	2861 ±15	3	15,21	1,4	0,5398 ±1,1
1213.1.1	0,04	333	53	0,16	160,2	2869 ±20	2867 ±8	0	15,85	1,0	0,5605 ±0,9
1213.4.1	0,13	90	29	0,33	42,8	2837 ±27	2868 ±18	1	15,64	1,6	0,5529 ±1,2
1213.9.1	0,00	147	51	0,36	70,7	2861 ±23	2872 ±13	0	15,84	1,3	0,5586 ±1,0
1213.6.1	4,72	198	132	0,69	90,0	2590 ±25	2955 ±31	14	14,76	2,2	0,4945 ±1,2

Трондьемит из гальки конгломерата, Остер, пр 79а														
79а.13.1	0,06	640	130	0,21	280	2651	±14	2893	±7	9	14,61	0,77	0,5087	0,64
79а.12.1	0,13	296	105	0,36	145	2899	±18	2909	±8	0	16,48	0,93	0,5679	0,77
79а.11.1	0,04	362	128	0,37	180	2942	±17	2916	±7	-1	16,85	0,85	0,5784	0,71
79а.3.1	0,06	178	78	0,45	86,8	2890	±39	2917	±11	1	16,49	1,80	0,5657	1,70
79а.1.1	0,10	399	219	0,57	192	2864	±11	2918	±6	2	16,32	0,61	0,5593	0,49
79а.15.1	0,06	485	191	0,41	237	2906	±18	2918	±8	0	16,62	0,90	0,5695	0,76
79а.14.1	0,05	337	147	0,45	163	2876	±19	2930	±9	2	16,53	0,98	0,5624	0,83
79а.9.1	0,03	719	507	0,73	349	2885	±11	2932	±5	2	16,61	0,55	0,5644	0,46
79а.10.1	0,06	277	126	0,47	134	2886	±13	2939	±7	2	16,69	0,73	0,5647	0,58
79а.6.1	0,38	236	98	0,43	120	2987	±14	2965	±9	-1	17,71	0,81	0,5895	0,60
79а.7.1	0,06	237	107	0,47	120	2983	±14	2978	±8	0	17,83	0,76	0,5885	0,59
79а.4.1	0,13	139	97	0,72	73,2	3069	±21	3118	±11	2	20,16	1,10	0,6099	0,86
Трондьемит Лижмореченского массива Палой Ламбы пр.57.														
57.8.2	3,46	560	2005	3,70	107	1239	±16	2664	±37	115	5,29	2,7	0,2119	1,5
57.5.1	0,21	149	48	0,33	53,3	2242	±31	3050	±15	36	13,18	1,9	0,4160	1,6
57.6.2	0,33	487	259	0,55	185	2354	±25	3072	±9,3	31	14,15	1,4	0,4407	1,3
57.7.1	0,08	468	406	0,90	181	2398	±24	3061	±8,9	28	14,37	1,3	0,4506	1,2
57.1.1	0,24	142	202	1,47	55,7	2423	±26	3058	±13	26	14,52	1,5	0,4562	1,3
57.1.1*	0,22	93	125	1,38	39,8	2597	±31	3051	±18	17	15,72	1,9	0,4960	1,4
57.3.1	0,08	308	140	0,47	147	2839	±27	3086	±6,9	9	17,93	1,3	0,5534	1,2
57.6.1	0,10	231	116	0,52	108	2804	±29	3112	±11	11	17,95	1,5	0,5450	1,3
57.4.1*	0,60	141	48	0,36	72,6	3015	±32	3111	±16	3	19,63	1,7	0,5963	1,3
57.2.1	0,70	262	269	1,06	136	3014	±32	3121	±13	4	19,74	1,5	0,5961	1,3
57.4.1	0,42	185	48	0,27	102	3181	±34	3152	±13	-1	21,54	1,6	0,6378	1,3
57.8.1	0,12	335	222	0,68	184	3182	±31	3218	±8,6	1	22,47	1,3	0,6381	1,2

Анлезит 2 Остер проба 1209														
1209.1.1	0,03	1174	95	0,08	491	2556	±39	2664,8	±5	4	12,17	1,9	0,4867	1,9
1209.1.2	2,25	101	25	0,25	63,9	3455	±59	2869	±31	-17	20,07	2,9	0,709	2,2
1209.2.1	0,18	157	72	0,47	73,1	2790	±44	2883	±10	3	15,47	2	0,542	1,9
1209.3.1	0,06	95	60	0,66	46,1	2882	±47	2891	±12	0	16,17	2,2	0,564	2
1209.4.1	0,03	370	396	1,11	164	2686	±42	2884,7	±6,8	7	14,78	1,9	0,5169	1,9
1209.5.1	0,05	183	233	1,32	85,9	2805	±44	2888,6	±8,9	3	15,62	2	0,545	1,9
1209.6.1	0,10	83	40	0,50	39,1	2828	±47	2897	±13	2	15,86	2,2	0,551	2
1209.6.2	0,05	562	357	0,66	259	2769	±42	2900	±7,2	5	15,48	1,9	0,537	1,9
1209.7.1	0,12	203	202	1,03	106	3050	±47	3134,6	±7,8	3	20,21	2	0,605	1,9
1209.8.1	0,02	214	109	0,53	104	2884	±45	2900,6	±8	1	16,28	2	0,564	1,9
1209.8.2	0,07	123	105	0,88	56,4	2752	±44	2899	±11	5	15,36	2,1	0,533	2
1209.9.1	0,26	108	41	0,39	49,2	2742	±52	2890	±18	5	15,2	2,6	0,53	2,3
1209.10.1	0,03	220	174	0,82	102	2781	±43	2889,1	±8,3	4	15,46	2	0,54	1,9
1209.11.1	0,05	139	86	0,64	70,7	2990	±48	2895,1	±8,8	-3	16,98	2,1	0,59	2
Гранит-порфир Остер проба 105														
105.4.1	0,00	1447	640	0,46	578,5	2463	17	2614	5	6	11,28	0,9	0,4653	0,8
105.3.1	-0,02	1109	379	0,35	445,6	2474	15	2634	5	6	11,48	0,8	0,4679	0,7
105.2.1	1,31	28	11	0,41	12,8	2702	33	2761	56	2	13,80	3,7	0,5207	1,5
105.3.2	-0,26	32	65	2,11	10,1	2030	29	2840	29	40	10,29	2,4	0,3701	1,7
105.5.1	0,25	30	17	0,57	14,6	2857	29	2882	24	1	15,92	2,0	0,5576	1,3
105.1.1	0,13	37	15	0,41	18,6	2940	34	2895	20	-2	16,62	1,9	0,5779	1,4
105.8.1	0,47	26	11	0,46	12,8	2927	32	2904	28	-1	16,62	2,2	0,5748	1,4
105.7.2	0,08	29	9	0,32	14,2	2892	29	2910	23	1	16,43	1,9	0,5661	1,2
105.7.1	-0,17	43	15	0,37	21,6	2963	26	2914	21	-2	16,98	1,7	0,5836	1,1
105.6.1	-0,16	70	34	0,50	34,0	2896	22	2916	16	1	16,52	1,3	0,5671	0,9

Габбро 3 дайка Остера проба.4

4.2.1	0,97	184	59	0,33	88,6	2831	±47	2848	±16	1	15,41	2,3	0,551	2
4.5.1	0,61	408	407	1,03	195	2829	±44	2828,2	± 8,5	0	15,21	2	0,551	1,9
4.4.1	1,02	261	158	0,63	119	2714	±48	2727	±19	0	13,59	2,5	0,524	2,2
4.1.1	2,33	245	170	0,72	122	2874	±47	2751	±22	-4	14,8	2,4	0,562	2
4.7.1	1,08	188	113	0,62	94,3	2928	±53	2775	±23	-5	15,37	2,7	0,575	2,3
4.6.1	0,52	229	169	0,76	117	2996	±47	2823	±10	-6	16,28	2,1	0,592	2
4.3.1	1,73	151	94	0,64	79,4	3024	±49	2793	±21	-8	16,17	2,4	0,598	2

Ошибки 1-sigma; Pb_c and Pb* соответствуют обычному и радиогенному свинцу Поправка введена на измеренное кол-во ²⁰⁴Pb.

Таблица 34. Калибровки равновесного фракционирования изотопов кислорода

i	Фракционирование с H ₂ O			Примечание
	Источник	A _{i-H₂O}	B _{i-H₂O}	
H ₂ O	<i>Bottinga and Javoy, 1973</i>	-3,7	4,1	
Fsp (Pl)	<i>Javoy, 1977</i>	-3,7	3,13- 1,04An	
Px	<i>Javoy, 1977</i>	-3,7	1,35	
Cam	<i>Javoy, 1977</i>	-3,4	0,95	
Bt (Ann)	<i>Javoy, 1977</i>	-3,1	0,41	
Ilm	<i>Javoy, 1977</i>	-3,7	-1,19	
Mag	<i>Javoy, 1977</i>	-3,7	-1,47	
Grt	<i>Javoy, 1977</i>	-3,7	1,22	
Chl	<i>Javoy, 1977</i>	-2,07	-1,34	
Qtz	<i>Clayton et al., 1989</i>	-3,7	3,72	
Rt	<i>Agrinier, 1991</i>	-3,7	-0,68	
Ky	<i>Tennie et al., 1998</i>	-3,7	1,11	
Ms (Ser)	<i>Chacko et al., 1996</i>	-3,7	2,73	
Phl	<i>Chacko et al., 1996</i>	-3,7	1,94	при доминировании Phl-минала в слюде
St	<i>Hoffbauer et al., 1994</i>	-3,7	0,92	
Ged (Oam)	<i>Kohn and Valley, 1998</i>	-3,4	1,16	усредненный состав Ged
Zrn	DFT ^(*)	-4,07	1,49	
Crn	DFT	-4,215	0,8	
Cal	DFT	-3,7	2,9	

Примечания. Обозначения минералов (миналов): Fsp — полевые шпаты, Pl — плагиоклаз (An — содержание анортита), Px — пироксен, Cam — моно-клинный амфибол (в т. ч. роговая обманка), Bt — биотит, Ann — аннит, Ilm — ильменит, Mag — магнетит, Grt — гранат, Chl — хлорит, Cal — кальцит, Rt — рутил, Ky — кианит, Zo — цоизит, Crn — корунд, Ms — мусковит, Ser — серицит, Phl — флогопит, St — ставролит, Ged — жедрит, Oam — ромбический амфибол, Zrn — циркон. Принятый в работе общий вид зависимости фракционирования изотопов Δ_{ij} между фазами i и j от температуры (°K): β_i - β_j = Δ_{ij} ≈ A_{ij} + B_{ij} x 10⁶/T². *DFT Вычислены по изотопным сдвигам частот колебаний с использованием теории функционала плотности.

Таблица 35. Изотопный состав кислорода минералов Хитоострова

Проба	$\delta^{18}\text{O}$ ‰, VSMOW				
	Pl*	Amp	Grt	Bt	Другие фазы
Kr11b	-14,7		-16,56	-16,75	-21,15(Rt); -17,17(Ky); -20,36(Ilm); -18,88 (Chl)
Kr11m	-16,51; -15,7(=>Ser)	-20,15	-19,00	-18,31	-19,54(Ky)
Kr11d	-14,20	-15,67(Ged)	-17,73	-15,64	-22,49(Rt); -15,3(St)**; -10,6 (Zrn: вал); -15,6 (Zrn: поздний)
Kr12d	-20,15	-23,17	-23,89	-15,56	
Kr12e	-16,71		-19,57		-25,50(Ilm); -19,36(St); -18,51**(Crn)
Kr11a	-18,24	-21,37	-22,56	-21,07	-24,84(Rt); -23,13(Crn); -16,77(Chl); -14,91 (Ms)
Kr10a	-21,19	-24,25; -18,98(Ged)	-23,47	-19,33(Ser)	-24,71(Crn); -27,56(Rt); -20,02(St)
Kr14d	-17,48	-21,25	-22,09	-14,49; -18,01(Ms)	-26,06(Rt); -21,36(St); -17,93(Crn)
Kr14e	-20,84	-24,84	-23,39	-22,5	-25,78(Crn); -19,01(Chl); -21,54(St)
Kr11c	-20,53	-23,26	-23,75		-23,46(Crn); -28,44(Rt); -18,53(Zrn: вал); -21,14(Zrn: ядро/оболочка ≈ 0,2); -13,11(Zrn: ядро/оболочка ≈ 3)

Примечания. *анализы без симплектитов; **приблизительная оценка на основе анализа симплектитовых сростков. Обозначения минералов: см. табл. 34.

Таблица 36. Температуры и $\delta^{18}\text{O}$ флюида (H_2O) при изотопном равновесии

Проба	Фазы в равновесии / вне равновесия	T(°C)±1σ	$\delta^{18}\text{O}_{\text{флюид}} \pm 1\sigma$
Kr11b	Pl-Grt-Bt-Rt-Ky/Chl-Ilm	471±55	-14,60±0,50
Kr11m	Pl-Grt-Bt-Amp-Ky	400±40	-18,46±0,21
Kr11d	Pl-Grt-Bt-Rt/St-Ged-Zrn	370±18	-17,02±0,28
Kr12d	Pl-Grt-Amp (недостаточно из-за большой ошибки)/Bt	408±86	-22,28±0,71
Kr12e	Pl-Grt-Ilm/St-Crn	404±49	-18,67±0,70
Kr11a	Pl-Grt-Bt-Amp-(Crn)-Rt/Chl-Ms	477±54	-20,22±0,51
Kr10a	Pl-Grt-Amp-Rt-(Crn)/St-Ser-Ged	470±33	-22,35±0,34
Kr14d	Pl-Grt-Amp-Rt-St/Bt-Ms-Crn	384±27	-20,50±0,38
Kr14e	Pl-Grt-Bt-(Crn)-Amp/Chl-St	407±49	-23,07±0,46
Kr11c	Pl-Grt-Amp-(Crn)-Rt-(Zrn-вал) (большая ошибка обусловлена отклонением фигуративной точки корунда) Без корунда	380±58	-22,44±0,80
		340±30	-23,16±0,49

Примечание. Ошибки вычислены по отклонениям от регрессий (рис. 131) (Krylov and Mineev, 1994). После косой черты — фазы, изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$) которых отклоняется от возможного изотопного равновесия. Для корунда калибровки изотопных геотермометров уточняются.

Таблица 37. Представительные анализы метавулканитов лебяжинской свиты и щелочных гранитов массива Западные Кейвы

Элементы	Метавулканиты лебяжинской свиты							
	710-65*	К-81	К-63-1*	К-65	К-67	К-77	К-39-1	К-64
SiO ₂	70,56	71,41	71,40	71,98	72,63	73,48	73,39	73,99
Al ₂ O ₃	13,77	13,18	13,82	13,87	12,17	12,46	12,73	11,86
TiO ₂	0,51	0,37	0,39	0,37	0,47	0,41	0,35	0,35
FeO	5,26	4,21	4,62	4,20	5,43	4,08	3,82	4,12
MnO	0,08	0,12	0,08	0,10	0,06	0,05	0,09	0,08
MgO	0,27	0,02	0,50	0,02	0,02	0,06	0,02	0,31
CaO	0,47	1,31	1,98	2,00	0,71	0,71	0,69	1,84
Na ₂ O	3,57	4,51	2,14	4,80	2,02	2,56	3,02	1,78
K ₂ O	4,97	4,43	4,58	2,21	5,91	5,75	5,48	5,23
K ₂ O/ Na ₂ O	1,39	0,98	2,14	0,46	2,93	2,24	1,82	2,94
f	0,92	0,99	0,84	0,99	0,99	0,98	0,99	0,88
ASI	1,14	0,91	1,15	1,00	1,11	1,06	1,05	1,00
IA	0,62	0,68	0,49	0,51	0,65	0,67	0,67	0,59
Ba	422	459	670	376	140	688	522	506
Rb	205	202	251	123	458	208	203	194
Sr	41	54	130	53	32	109	48	69
Zr	673	439	528	421	1740	400	440	377
Hf	15,6	11,9	nd	11,1	32,40	10,6	11,6	10,6
Y	74	50	91	49	205	16	29	56
Nb	30	30	22	29	68	28	32	26
Ta	2,24	2,29	1,51	2,08	4,69	1,88	2,22	1,62
Cr	18	11	9	9	24	10	12	13
Ni	11	7	4	8	12	7	7	8
Co	3	2	nd	1	1	2	1	2
V	12	4	7	5	8	5	4	4
La	94,90	85,1	126	66,5	244	8,59	38,5	68,3
Ce	183	146	197	121	439	74	83	132
Pr	20,9	19,2	25,9	13,9	48,60	2,16	9,35	15,2
Nd	78,6	72,2	91,4	53,5	169	8,98	34,3	59
Sm	16,1	13,3	17,3	10,1	32,90	1,95	7,39	12,5
Eu	1,73	1,47	2,11	1,04	2,11	0,38	0,8	1,3
Gd	14	10,9	17,6	8,52	31,20	2,01	5,44	9,81
Tb	2,24	1,77	2,59	1,35	5,02	0,41	0,88	1,59
Dy	12,8	10,2	14,9	7,93	30,50	2,51	5,67	9,09
Ho	2,64	1,94	3,03	1,61	6,83	0,59	1,14	1,88
Er	7,55	5,44	8,85	4,7	20,20	1,97	3,62	5,2

Tm	1,01	0,82	1,22	0,75	2,76	0,38	0,61	0,73
Yb	6,01	6,01	8,03	5,06	17,60	3,42	4,83	4,56
Lu	0,74	0,89	1,17	0,77	2,27	0,52	0,8	0,73
Th	26	23	nd	20	55	19	22	19
U	5,05	2,6	nd	3,2	11,80	2,32	3,37	4,32
Σ PЗЭ	442	375	517	297	1052	108	196	322
La _N /Yb _N	14	10	12	9	12	2	5	10
Eu/Eu*	0,35	0,37	0,37	0,34	0,20	0,59	0,39	0,36

Таблица 37 (продолжение)

Элементы	Метавулканиты лебяжинской свиты				Щелочные граниты	
	К-79	К-66	К-78	К-68	К-109	К-112
SiO ₂	73,94	74,75	75,32	78,12	70,21	70,89
Al ₂ O ₃	12,56	12,36	11,77	9,80	12,80	12,60
TiO ₂	0,38	0,51	0,38	0,42	0,48	0,47
FeO	3,87	3,73	3,95	4,38	5,41	5,46
MnO	0,06	0,09	0,10	0,03	0,11	0,11
MgO	0,02	0,09	0,02	0,02	0,50	0,50
CaO	0,56	1,33	0,85	0,98	1,38	1,25
Na ₂ O	3,89	4,31	2,99	3,03	4,15	2,98
K ₂ O	4,32	2,43	4,20	2,75	4,4	5,18
K ₂ O/Na ₂ O	1,11	0,56	1,41	0,91	1,06	1,74
f	0,99	0,96	0,99	0,99	0,86	0,86
ASI	1,04	1,02	1,07	1,01	0,91	0,99
IA	0,65	0,55	0,61	0,59	0,67	0,65
Ba	537	830	584	87	1100	1200
Rb	196	121	194	246	177	192
Sr	71	71	100	21	111	105
Zr	574	375	460	1560	387	415
Hf	12,20	9,64	12,3	29,00	nd	nd
Y	21	22	59	247	48	51
Nb	23	25	30	58	18	18
Ta	1,55	1,75	2,31	3,37	1,08	1,12
Cr	13	10	9	14	13	11
Ni	8	7	8	8	6	4
Co	1	4	1	1	nd	nd
V	8	5	4	7	10	6
La	13,1	10,8	52	289	48,7	47,2
Ce	20	40	111	384	107	124
Pr	3,39	2,68	13,5	54,90	12,3	11,8
Nd	11,30	10,4	49,6	196	45,5	42,8

Sm	2,51	2,32	9,56	42,00	9,31	8,53
Eu	0,50	0,54	1,11	3,10	1,71	1,67
Gd	2,21	2,14	8,6	41,90	9,62	8,85
Tb	0,40	0,4	1,49	6,76	1,43	1,39
Dy	2,97	3,1	9,3	38,40	8	7,87
Ho	0,78	0,72	1,99	8,33	1,65	1,81
Er	2,91	2,61	6,43	22,80	5,18	5,2
Tm	0,56	0,45	0,98	2,97	0,73	0,76
Yb	4,79	2,85	7,27	18,60	4,79	4,95
Lu	0,78	0,52	1,04	2,39	0,76	0,86
Th	22	17	23	43	nd	nd
U	4,84	2,66	5,34	10,50	nd	nd
Σ PЗЭ	67	79	274	1111	257	268
La _N /Yb _N	2	2	5	13	7	6
Eu/Eu*	0,65	0,74	0,37	0,23	0,55	0,59

Примечание. Главные элементы приведены в мас. %, редкие элементы — в мкг/г, все железо в виде FeO. ASI (мол. %) = Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O), IA — коэффициент агаитности. (*) — геохронологические пробы. f — железистость.

Таблица 38. U-Rb изотопные данные для цирконов из метавулканитов лебяжинской свиты, Кольский полуостров

Зерно. Точка	U, мкг/г	Th, мкг/г	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ %	²⁰⁶ Pb*, мкг/г	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ, %	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Возраст, млн лет		D, %			
										±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb				
Гранат и мусковит содержащий биотитовый гнейс с реликтами порфировых вкрапленников плагиоклаза (метаторфир) (проба 710-65)															
1.1	844	717	0,88	—	350	11,81	1,18	0,4829	1,1	0,944	2540	23	2629	6	4
1.2	662	428	0,67	—	287	12,69	1,22	0,5046	1,1	0,944	2633	25	2675	7	2
1.3	874	656	0,77	—	361	11,73	1,21	0,4812	1,2	0,951	2532	24	2623	6	4
2.1	732	450	0,64	—	323	12,94	1,20	0,5131	1,1	0,943	2670	25	2679	7	0
2.2	451	235	0,54	—	198	12,74	1,36	0,5106	1,3	0,936	2659	28	2662	8	0
3.1	1095	556	0,52	0,01	428	10,37	1,16	0,4549	1,1	0,942	2417	22	2510	7	4
3.2	363	142	0,40	—	159	12,78	1,38	0,5096	1,3	0,930	2655	28	2671	8	1
4.1	318	122	0,40	0,13	135	12,43	1,38	0,4936	1,3	0,919	2586	27	2677	9	4
5.1	1485	876	0,61	0,07	526	8,589	1,14	0,4121	1,1	0,946	2225	20	2359	6	7
6.1	643	311	0,50	0,78	285	13,04	1,22	0,5162	1,1	0,940	2683	25	2682	7	-0
7.1	400	125	0,32	—	174	12,73	1,32	0,5051	1,2	0,925	2635	26	2679	8	2
8.1	284	100	0,36	0,11	126	13,02	1,43	0,5151	1,3	0,910	2678	29	2684	10	0
8.2	433	171	0,41	—	181	12,22	1,37	0,4874	1,3	0,930	2560	27	2670	8	5
8.3	2152	2258	1,08	—	613	5,508	1,23	0,3318	1,1	0,942	1847	19	1962	7	7
9.1	1602	153	0,10	0,46	501	5,676	1,64	0,3638	1,3	0,769	2000	22	1851	19	-9
10.1	1089	369	0,35	2,24	367	6,020	0,79	0,3925	0,5	0,636	2134	9	1820	11	-20
10.1re	711	10	0,01	0,05	192	4,792	1,29	0,3148	1,1	0,892	1764	18	1806	11	3
11.1	881	298	0,35	—	245	4,970	1,30	0,3238	1,2	0,923	1808	19	1821	9	1
12.1	403	193	0,50	0,04	177	12,87	1,33	0,5116	1,2	0,936	2663	27	2675	8	1
13.1	890	88	0,10	0,89	231	4,949	1,27	0,3023	1,2	0,914	1703	17	1937	9	14
14.1	1217	423	0,36	3,01	366	5,364	1,20	0,3498	1,1	0,941	1934	19	1819	7	-7
15.1	1408	413	0,30	0,98	286	3,420	1,25	0,2367	1,1	0,920	1370	14	1710	9	22

16.1	1367	1712	1,29	—	332	4,979	0,83	0,2828	0,5	0,606	1605	7	2067	12	25
16.1ге	430	21	0,05	0,24	103	4,097	1,47	0,2795	1,3	0,868	1589	18	1737	13	10
17.1	512	249	0,50	2,67	147	5,434	1,36	0,3335	1,2	0,914	1855	20	1929	10	4
18.1	1238	37	0,03	0,19	335	4,818	1,31	0,3150	1,2	0,893	1765	18	1815	11	3
Мусковит содержащий гранат-биотитовый гнейс с порфирами вкраплениями платиоклаза (мегапорфир) (проба К-63-1)															
1.1	541	297	0,57	0,03	243	13,00	1,5	0,5218	1,5	0,979	2707	33	2659	5,3	-2
1.2	531	290	0,56	0,03	232	12,65	1,6	0,5088	1,5	0,961	2652	33	2655	7,3	0
2.1	2324	434	0,19	0,07	474	3,405	1,6	0,2372	1,5	0,954	1372	19	1699	8,7	24
3.1	1346	396	0,30	0,02	378	4,837	1,7	0,327	1,5	0,920	1824	24	1753	12	-4
4.1	602	163	0,28	0,56	173	6,2	1,6	0,3316	1,5	0,940	1846	24	2172	9,6	18
5.1	477	204	0,44	0,16	204	12,21	1,6	0,4963	1,5	0,973	2598	33	2639	6	2
5.2	713	425	0,62	0,03	285	10,74	1,6	0,4646	1,5	0,964	2460	31	2534	7	3
6.1	1418	244	0,18	0,06	390	4,963	1,5	0,3204	1,5	0,978	1792	24	1838	5,8	3
7.1	1100	471	0,44	0,09	367	7,820	1,5	0,3881	1,5	0,980	2114	27	2301	5,3	9

Примечание. Pb_c и Pb^* — обыкновенная и радиогенная составляющие соответственно. Ошибка калибровки стандарта .39% (проба 710-65), 0,47% (проба К-63-1).

Rho — коэффициент корреляции отношений $^{207}Pb^*/^{235}U$ — $^{206}Pb^*/^{238}U$, D, дискордантность, %.

Таблица 39. Sm-Nd изотопно-геохимические данные для метавулканитов лебяжинской свиты и щелочных гранитов массива Западные Кейвы, Кольский полуостров

Название породы № пробы	U-Pb возраст млн лет	Sm (мкг/г)	Nd (мкг/г)	$^{147}Sm/^{149}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	ϵ_{Nd} (T)	T_{Nd} (DM) млн лет
<i>Метавулканиты лебяжинской свиты</i>							
710-65	2670	15,250	82,43	0,1118	0,511170	0,5	2947
к-67	2670	32,690	182,30	0,1084	0,511136	1,0	2901
К-63-1	2670	17,140	96,57	0,1073	0,511154	1,8	2846
К-68	2670	41,850	216,70	0,1167	0,511385	3,1	2762
<i>Щелочные граниты массива Западные Кейвы</i>							
К-109	2670	10,340	49,54	0,1261	0,511302	-1,8	3197

Таблица 40. Изотопный состав первичного Rb и его характеристики (μ_2 и κ_2) карбонатных и фосфоритовых пород Южного Урала

Осадочные карбонатные и фосфатные породы						
Свита	Порода	Тмлн.л	$(^{206}\text{Rb}/^{204}\text{Rb})_0$	$(^{207}\text{Rb}/^{204}\text{Rb})_0$	μ_2	κ_2
Саткинская	Известняки	1550±30	16,206±0,009	15,451±0,004	10,06±0,04 10,44±0,06	5,36±0,34 5,70±0,25
	Доломиты	1540±50	16,410±0,038	15,542±0,019		
Бакальская	Известняки	1440±30	16,492±0,019	15,513±0,009	10,16±0,04	4,30 ± - 0,15
Зигаино-комаровская	Фосфориты	1330±20	16,392±0,007	15,401±0,003	9,59±0,06	—
	Конкреции					
Инзерская	Известняки	836±25	17,770±0,018	15,710±0,007	10,40±0,03	4,35 ± - 0,49
Метасоматические магнетиты						
Саткинская Карагайский участок	Магнетиты	1370±80	16,395±0,039	15,430±0,018	9,76±0,15	5,25 ± 0,23
	Магнетиты	1360±60	16,369±0,04	15,411±0,019	9,67±0,13	4,80±0,20
Бакальская	Магнетиты	1363±20	16,218±0,022	15,345±0,010	9,40 ± 0,44	5,40±0,44

Таблица 41. Химический состав гранитоидов Хангайского батолита, локализованных в различных блоках Хангайской группы террейнов

Ком-по-ненты	Тарбагатайский блок			Сонгинский террейн			Дзэбханский микроконтинент			Хангайский прогиб					
	ХАН-06/6	ХАН-06/23	ХАН-06/16	ХАН-07/27	ХАН-14/1	ХАН-14/2	ХАН-09/40	ХАН-09/35	ХАН-09/42	ХАН-07/7	ХАН-07/8	ХАН-09/47	ХАН-09/46	ХАН-06/1	ХАН-11/13
SiO ₂	73,09	67,91	73,82	71,12	68,26	73,65	63,50	75,14	77,37	62,17	67,56	63,89	66,90	72,16	66,89
TiO ₂	0,22	0,56	0,19	0,19	0,59	0,21	0,57	0,23	0,08	0,75	0,40	0,67	0,47	0,34	0,59
Al ₂ O ₃	13,19	15,81	13,86	15,71	17,51	13,27	16,17	12,98	12,59	17,07	16,63	15,97	14,71	14,00	15,27
Fe ₂ O ₃	2,78	2,62	1,58	2,00	4,14	2,04	5,21	1,48	0,67	5,36	2,99	4,88	3,81	2,70	3,77
MnO	0,09	0,09	0,04	0,08	0,11	0,09	0,10	0,06	0,02	0,09	0,07	0,08	0,07	0,05	0,07
MgO	0,22	0,47	0,40	0,46	1,12	0,15	2,10	0,16	0,05	1,81	0,76	2,47	2,26	0,42	1,50
CaO	0,22	0,95	1,33	2,47	2,73	0,28	4,63	0,62	1,02	3,98	2,27	4,04	3,53	1,25	2,97
Na ₂ O	5,09	5,10	3,68	4,92	4,48	4,31	3,76	4,15	3,47	4,04	4,10	3,84	3,28	3,32	3,97
K ₂ O	4,86	5,90	4,39	2,41	4,49	5,33	2,32	4,61	4,18	3,68	4,52	3,30	3,45	5,11	4,02
P ₂ O ₅	0,04	0,07	0,06	0,07	0,24	0,03	0,18	0,04	0,02	0,19	0,11	0,16	0,14	0,09	0,21
ППП	0,19	0,28	0,57	0,36	0,55	0,51	1,31	0,47	0,63	0,73	0,48	0,67	1,37	0,47	0,71
Сум-ма	100,00	99,76	99,92	99,79	99,78	99,87	99,85	99,95	100,09	99,87	99,88	99,97	99,99	99,91	99,97
Ga	18,9	18,3	15,2	12,3	17,6	17,3	18,1	19	15,7	20,0	17,7	18,3	17,4	18,6	18,1
Rb	53,1	97,6	143	17,2	119	178	55,2	147	165	134	130	96,7	94,7	185	152
Sr	12,4	75,2	196	492	629	23,0	666	64,7	59,2	475	270	390	462	125	402
Y	33,8	28,7	8,66	6,52	16,4	23,0	12,3	23,9	3,06	29,6	20,1	17,4	12,9	15,9	12,7
Zr	306	688	106	128	259	355	144	199	65,9	232	228	204	142	320	166
Nb	16,9	32,1	13,5	5,56	9,12	25,1	5,73	15,5	7,02	10,5	9,03	8,15	8,85	19,7	10,6
Ba	120	416	730	2222	1340	87,9	715	302	64,8	770	973	677	541	448	647

La	28,9	74,8	19,9	13,7	37,6	38,4	37,1	16,8	44,5	19,4	32,5	22,0	29,3	24,0	74,4	42,5
Ce	59,6	146	33,3	25,2	74,9	80,0	74,9	35,5	79,5	33,1	67,5	41,5	61,3	49,6	157	74,3
Pr	7,58	16,6	3,88	2,90	7,71	8,14	8,39	4,33	7,97	3,21	8,09	4,79	6,72	5,46	15,4	7,64
Nd	32,2	64,1	14,0	11,1	24,8	29,8	28,1	17,1	26,7	9,80	30,3	16,6	25	19,7	56,0	27,3
Sm	6,33	10,3	2,63	1,76	4,31	4,52	5,52	2,93	4,43	1,27	6,59	3,06	4,97	3,47	9,90	4,15
Eu	0,31	1,46	0,44	0,55	0,56	1,35	0,29	1,01	0,46	0,26	1,09	1,11	1,12	0,84	0,49	0,95
Gd	6,13	9,01	2,37	1,68	3,63	4,64	4,68	2,80	3,80	0,97	5,10	3,11	3,74	2,95	8,33	3,78
Tb	0,95	1,01	0,30	0,19	0,58	0,59	0,74	0,39	0,61	0,11	0,84	0,51	0,55	0,41	0,84	0,44
Dy	6,41	5,84	1,67	1,18	3,29	3,11	3,96	2,10	3,60	0,46	4,49	3,23	3,13	2,29	4,08	2,39
Ho	1,29	1,02	0,29	0,23	0,78	0,62	0,83	0,45	0,74	0,087	0,94	0,66	0,61	0,44	0,60	0,42
Er	3,85	2,93	0,79	0,73	2,19	1,68	2,57	1,15	2,43	0,21	2,79	2,04	1,68	1,24	1,49	1,21
Tm	0,57	0,41	0,12	0,11	0,39	0,25	0,36	0,17	0,39	0,062	0,45	0,37	0,24	0,19	0,18	0,20
Yb	3,83	2,55	0,80	0,84	2,84	1,74	2,29	1,22	3,02	0,40	2,81	2,25	1,75	1,44	1,06	1,16
Lu	0,62	0,40	0,12	0,14	0,43	0,24	0,33	0,20	0,50	0,069	0,40	0,32	0,26	0,20	0,16	0,21
Hf	7,54	16,0	3,63	3,31	5,55	8,42	13,2	3,76	6,02	2,91	5,87	5,44	5,68	4,15	9,48	4,26
Ta	0,66	3,41	2,44	0,35	0,59	0,75	1,80	0,42	1,16	0,43	0,68	0,42	0,67	1,11	0,81	1,04
Pb	6,19	18,4	28,6	9,68	23,1	35,2	46,4	8,71	14,6	30,5	19,8	30,4	21,0	25,7	30,9	15,8
Th	2,91	13,6	21,6	1,55	16,2	10,7	10,6	7,01	20,6	29,1	6,83	14,6	15,6	17,1	46,4	24,5
U	0,64	2,05	5,20	0,32	2,48	1,56	1,58	1,81	2,43	1,75	2,08	1,99	2,57	4,84	4,52	3,22

Примечание. Петрогенные оксиды даны в мас. %, микроэлементы — в ppm, Fe₂O₃ — железо общее, ППП — по- тери при прокаливании.

Таблица 42. Изотопный состав Nd и Rb гранитоидов Хангайского батолита, локализованных в различных блоках Хангайской группы террейнов

Проба	Порода	Sm, ppm	Nd, ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd} (T)	T _{Nd} (DM-2st)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
Тарбагатайский блок										
ХАН-06/6	Щелочной гранит	9,01	50,20	0,1084	0,512149	-6,6	1596	16,710	15,414	37,019
ХАН-06/23	Граносенит	11,61	73,50	0,0955	0,512213	-4,9	1457	17,497	15,484	37,571
ХАН-06/16	Гранит	3,19	17,40	0,1107	0,512407	-1,7	1185	18,106	15,560	38,004
ХАН-06/19	Гранит	2,31	15,81	0,0884	0,511681	-15,1	2297	16,472	15,370	36,859
Сонгинский террейн										
ХАН-07/27	Гранит	4,43	26,70	0,1003	0,512553	1,5	919	18,156	15,530	37,993
ХАН-14/1	Граносенит	4,92	28,66	0,1038	0,512500	0,4	1015	17,981	15,503	37,935
ХАН-14/2	Щелочно-полевош- патовый гранит	4,95	26,92	0,1110	0,512480	-0,2	1067	17,730	15,461	37,660
Дзабханский микроконтинент										
ХАН-09/40	Тоналит	3,26	17,38	0,1133	0,512327	-3,3	1322	18,134	15,554	37,916
ХАН-09/35	Монцопранит	4,67	27,06	0,1044	0,512348	-2,6	1263	18,242	15,534	38,312
ХАН-09/42	Гранит	1,29	9,30	0,0837	0,512162	-5,5	1507	17,951	15,563	37,997
ХАН-07/7	Мондиорит	5,94	29,67	0,1210	0,512531	0,4	1012	18,246	15,559	38,007
ХАН-07/8	Монцопранит	3,38	17,40	0,1175	0,512471	-0,6	1100	18,224	15,571	38,025

Хангайский прогиб										
ХАН-09/47	Гранодиорит	4,53	24,81	0,1104	0,512519	0,5	1003	18,258	15,585	37,942
ХАН-09/46	Гранит	3,46	18,82	0,1112	0,512396	-1,9	1204	18,403	15,644	38,367
ХАН-06/1	Гранит	11,62	66,60	0,1055	0,512407	-1,5	1171	18,353	15,597	38,221
ХАН-11/13	Гранодиорит	5,13	31,27	0,0993	0,512486	0,3	1025	18,166	15,546	38,002
Породы фундамента Хангайского прогиба										
ХАН-11/2	сланец	5,42	28,18	0,1162	0,512382	-1,4	1237			
ХАН-11/5	алевропесчаник	5,47	30,39	0,1088	0,512476	0,8	1058			
ХАН-11/7	сланец	3,54	14,45	0,1481	0,512676	2,9	879			
ХАН-11/10	сланец	5,81	29,98	0,1171	0,512186	-5,3	1557			
ХАН-11/15	алевролит	9,83	45,50	0,1306	0,512280	-4,0	1456			

Примечание. Величина $\epsilon_{Nd}(T)$ рассчитана для возраста 260 млн лет; изотопный состав Nd определялся в валовых пробах, Rb — в полевых шпатах.

Таблица 43. Sm-Nd и Rb-Sr систематики полосчатых железистых кварцитов Кольского полуострова, Карелии и юга Восточно-Европейской платформы

Образец	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Кировогорское месторождение								
1171 Fe	0,211	0,932	0,1368	0,511629±19	0,312	3,304	0,2732	0,71274±27
1171 Qu*	0,089	0,366	0,1466	0,512175±24	0,324	2,113	0,4442	0,71745±34
1292 Fe	0,684	3,671	0,1126	0,511300±10	1,421	23,62	0,1739	0,71011±13
1292 Qu*	0,085	0,327	0,1563	0,512610±22	0,702	5,631	0,3605	0,71415±26
1966 Fe	0,094	0,474	0,1197	0,511342±9	0,351	3,82	0,2658	0,71270±34
1966 Qu	0,102	0,412	0,1498	0,512061±16	0,259	4,618	0,162	0,70656±49
Межозерское месторождение								
2/1936 Fe	0,309	1,199	0,1559	0,511919±12	30,17	26,42	3,347	0,8498±66
2/1936 Qu	0,57	2,414	0,1427	0,511836±11	20,99	28,66	2,135	0,78943±28
2/7537 Fe	0,861	4,179	0,1246	0,511392±10	15,35	32,26	1,388	0,80459±14
2/7537 Qu*	0,288	1,09	0,1597	0,512397±10	2,96	16,76	0,5128	0,75291±37
3/6627 Fe*	0,174	1,04	0,1012	0,511416±102	1,698	4,557	1,088	0,80502±54
3/6627 Qu*	0,344	1,248	0,1665	0,512692±13	2,22	5,774	1,118	0,75762±87
3/6778 Fe	0,596	2,118	0,1701	0,512190±11	45,9	8,4	16,86	1,39772±35
3/6778 Qu*	0,563	2,047	0,1664	0,512761±10	4,806	9,612	1,456	0,77247±71
W2/7537 Fe	0,299	1,388	0,1304	0,511420±7	-	-	-	-
W2/7537 Qu	0,0149	0,0642	0,1405	0,511752±35	-	-	-	-
W3/6627 Fe	0,0616	0,36	0,1036	0,511076±6	-	-	-	-

W3/6627 Qu	0,0304	0,171	0,1077	0,511354±23	-	-	-	-
W3/6778 Fe	0,0624	0,242	0,1559	0,511945±7	-	-	-	-
W3/6778Qu	0,0117	0,0549	0,1292	0,511612±51	-	-	-	-
Апатиты из железистых кварцитов Межозерского месторождения								
Ap 2/7537	28,78	134,9	0,1289	0,511473±5	0,782	181	0,01256	0,76610±11
Ap 3/6637	16,44	74,8	0,1329	0,511448±7	0,381	224,7	0,00495	0,81626±7
Костомукшское месторождение								
K-F1 Fe	1,242	5,445	0,1378	0,511586±8	27,47	21,22	3,805	0,87984±21
K-F1 Qu	0,161	0,768	0,1268	0,511667±14	5,136	4,121	3,654	0,85177±20
K-F2 Fe	0,548	2,736	0,1211	0,511287±6	3,811	72,11	0,1528	0,71040±58
K-F2 Qu	0,522	2,75	0,1147	0,511297±11	0,664	19,15	0,1002	0,70400±19
K-O Fe	0,863	4,058	0,1286	0,511483±6	28,44	25,63	3,256	0,86276±72
K-O Qu	0,304	1,444	0,1273	0,511570±5	11,78	17,97	1,912	0,79905±54
Оленегорское месторождение								
ST-1 Fe	0,852	4,322	0,1191	0,511411±15	44,21	3,056	-	-
ST-1 Qu	0,147	0,704	0,1264	0,511648±21	8,27	2,949	-	-
ST-2 Fe	0,339	1,823	0,1123	0,511158±18	41,34	2,809	-	-
ST-2 Qu	0,185*	0,859	0,1298	0,511792±20	10,04	2,445	-	-
Рудопроявление Полмос-Порос								
ПП10/13 Fe	0,353	1,365	0,1562	0,511841±21	0,321	4,149	0,2235	0,71484±86
ПП10/13 Qu	0,18	0,607	0,1798	0,512651±19	0,606	5,418	0,3236	0,71530±48
Стойленское месторождение								
7/3915A-1 Fe	0,816	3,762	0,131	0,511341±6	19,91	9,193	6,3555	0,85978±77
7/3915A-2 Fe	1,107	5,458	0,1226	0,511295±9	58,45	8,792	20,04	1,14309±38
7/3915B2 Qu	0,228	1,028	0,134	0,511709±16	39,94	6,024	19,433	0,83464±77
7-3915B-1 Qu	0,118	0,552	0,1292	0,511500±15	1,704	3,5	1,4163	0,75094±94

Примечание: Fe в номере образца соответствует отдельному магнетит-гемагитовому прослою, Qu — отдельный кварцевый прослой, W — образцы, включающие от 5 до 10 кварцевых и железистых прослоев одного образца. Знаком * отмечены пробы, не подвергавшиеся обработкой HCl перед анализом.

Таблица 44. Минералогические данные для тонкозернистых субфракций инзерских аргиллитов Южного Урала

Размер частиц мкм	Политип иллита	CIS °	I_{002}/I_{001}	Примеси
Обр. 60-БШ				
2-5	1M _d +2M ₁	1,01	0,30	Q+Chl
0,6-2	1M _d	1,23	н.о.	Q
0,3-0,6	1M _d	1,46	0,33	-
0,2-0,3	1M _d	1,51	0,24	-
0,1-0,2	1M _d	1,47	0,20	-
Обр. 64-БШ				
2-5	1M _d +2M ₁	1,01	0,84	Q+(Chl)
0,6-2	1M _d	1,82	0,40	Q+(Chl)
0,3-0,6	1M _d	1,97	0,54	Q+(Chl)
0,2-0,3	1M _d	1,64	0,31	-
0,1-0,2	1M _d	1,77	0,33	-

Chl — хлорит, I — иллит, Q — кварц, S — смектит. н.о. — не определялся. Названия минералов, присутствующих в следовых количествах, даны в скобках.

Таблица 45. U-Pb аналитические данные для тонкозернистых субфракций обр. 60-БШ из аргиллитов инзерской свиты Южного Урала

Субфракция мкм	Пре-парат*	U** мкг/г	Pb** мкг/г	Доля, переходящая в вытяжку, %		$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
				U	Pb				
2-5	HO	3,21	8,14			28,4	21,721	15,952	44,552
	B	0,11	1,94	3,4	23,8	3,75	19,806	15,804	41,929
	O	3,40	6,21			40,0	22,273	15,996	45,291
0,6-2	HO	3,25	8,23			28,4	21,435	15,971	44,979
	B	0,13	2,05	4,0	24,9	4,26	19,891	15,838	41,784
	O	3,34	6,24			39,1	21,798	15,960	45,735
0,3-0,6	HO	2,62	7,24			25,9	21,094	15,916	44,730
	B	0,14	2,28	5,3	31,5	4,30	19,706	15,789	41,441
	O	2,51	5,24			35,1	21,687	15,978	46,258
0,2-0,3	HO	1,55	6,05			18,0	20,590	15,811	43,962
	B	0,10	1,38	6,5	22,8	5,13	19,086	15,694	39,881
	O	1,47	3,81			28,3	21,629	15,803	46,541
0,1-0,2	HO	1,57	5,28			21,3	20,954	15,832	44,732
	B	0,14	2,19	8,9	41,5	4,30	19,299	15,755	40,448
	O	1,24	3,28			28,4	22,217	15,968	47,985

* HO — необработанная субфракция; B — кислотная вытяжка; O — остаток от выщелачивания; ** Содержания в вытяжках и остатках даны в пересчете на 1 г необработанной субфракции.

Таблица 46. Sm-Nd аналитические данные для тонкозернистых субфракций обр. 60-БШ из аргиллитов инзерской свиты Южного Урала

Субфракция мкм	Препарат*	Sm** мкг/г	Nd** мкг/г	Доля, переходящая в вытяжку, %		¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd
				Sm	Nd		
2-5	НО	9,77	60,31	11,1	5,0	0,0979	0,511573
	В	1,08	3,00			0,2170	0,512259
	О	8,25	58,42			0,0854	0,511551
0,6-2	НО	10,26	66,13	8,3	3,8	0,0938	0,511565
	В	10,29	66,48			0,0936	0,511562
	О	0,86	2,56			0,2026	0,512308
0,2-0,3	НО	8,87	57,77	15,2	8,0	0,2032***	0,512272***
	В	8,87	57,77			0,0928	0,511509
	О	8,59***	54,58***			0,0952***	0,511525***
0,1-0,2	НО	—	—	21,4	12,3	—	—
	В	0,38	1,22			0,1889	0,512340
	О	2,12	14,01			0,0915	0,511604
0,1-0,2	НО	2,38	13,24	8,0	12,3	0,1088	0,511724
	В	0,51	1,63			0,1897	0,512319
	О	1,87	11,54			0,0980	0,511671

* НО — необработанная субфракция, В — кислотная вытяжка, О — остаток после выщелачивания; ** Содержание в вытяжках и остатках даны в пересчете на 1 г необработанной субфракции; *** Параллельный эксперимент с выщелачиванием.

Таблица 47. Rb-Sr аналитические данные для тонкозернистых субфракций инзерских аргиллитов Южного Урала

Размер частиц мкм	Препарат*	Доля, переходящая в вытяжку %		Rb** мкг/г	Sr** мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
		Rb	Sr				
Обр. 60-БШ							
2-5	НО	0,2	9,7	161	81,1	5,803	0,78325
	В			0,264	7,85	0,0974	0,71469
	О			161	76,9	6,124	0,78614
0,6-2	НО	0,2	11,0	175	83,0	6,130	0,78381
	В			0,409	9,11	0,130	0,71498
	О			179	75,4	6,931	0,79336
0,3-0,6	НО	0,3	19,0	205	67,5	8,863	0,80326
	В			0,683	12,8	0,155	0,71599
	О			206	55,5	10,86	0,82443
0,2-0,3	НО	0,4	37,9	224	35,4	18,65	0,87540
	В			0,798	13,4	0,173	0,71753
	О			228	22,6	30,03	0,97348
0,1-0,2	НО	0,5	42,9	231	32,9	20,67	0,88367
	В			1,10	14,1	0,226	0,71814
	О			231	18,7	36,77	1,01801
Обр. 64-БШ							
2-5	НО	0,2	15,6	167	82,9	5,857	0,78207
	В			0,342	12,8	0,0775	0,71262
	О			165	68,3	7,072	0,79566
0,6-2	НО	0,2	13,8	179	88,0	5,914	0,78064
	В			0,298	12,1	0,0710	0,71345
	О			175	74,3	6,869	0,79100
0,3-0,6	НО	0,4	16,6	206	79,1	7,598	0,79056
	В			0,911	13,1	0,202	0,71517
	О			206	79,2	7,601	0,79095
0,2-0,3	НО	0,5	34,0	203	65,5	9,077	0,80540
	В			0,5	14,62	0,83920	
	О			227	45,7	14,55	0,83931
0,2-0,3	В	0,5	34,0	1,14	15,6	0,212	0,71636
	О			228	29,7	22,67	0,90676

0,1–0,2	НО			226	39,4	16,81	0,85323
				229	39,9	16,82	0,85343
	В	0,6	49,4	1,39	19,6	0,205	0,71601
	О			223	20,2	32,81	0,98525

* НО — субфракция, не обработанная раствором ацетата аммония, В — ацетатная вытяжка, О — остаток от выщелачивания; ** Содержания Rb и Sr в вытяжках приведены в расчете на 1 г необработанной субфракции.

Таблица 48. К-Аг аналитические данные для тонкозернистых субфракций из аргиллитов инзерской свиты Южного Урала

Образец	Субфракция мкм	К %	К/Rb	⁴⁰ Ar _{рад} нг/г	К-Аг возраст млн лет
60-БШ	2–5	3,69	229	246,8	773
	0,6–2	4,15	237	252,2	714
	0,3–0,6	4,99	243	274,1	657
	0,2–0,3	5,76	257	272,1	578
	0,1–0,2	5,92	256	266,6	555
64-БШ	2–5	3,76	225	231,2	721
	0,6–2	4,12	230	237,3	683
	0,3–0,6	4,96	241	261,8	635
	0,2–0,3	5,66	248	268,7	580
	0,1–0,2	5,72	251	271,5	580

Таблица 49. Содержания никеля в mg/t, платины и палладия в нг/г в ядрах астероидов (по McCoy et al., 2011).

Образец	Ir	Pt	Pd
Jamestown	7554	6648	2908
M.Elena	7556	6621	2242
Yanhuit	7557	6656	3026
Grange	7557	6414	3430
Giboon	7758	6088	3619
Charlotte	8045	5922	4437
Muonion	8548	4462	6471
Bushman	8762	5062	5663

Dushesne	9283	3193	7613
Steinbuch	9414	4708	6626
Chinautla	9445	2490	5297
NewWest	9455	3650	6394
DuelHill	10455	3158	7673
Fuzzy	11355	2566	8142

Таблица 50. Содержание элементов в земных резервуарах и типовых мафит-ультрамафитовых породах

Ni	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au			
Хондрит			10500	490	455	710	130	1010	550	
140				<i>McDonough, Sun, 1995</i>						
Примитивная	мантия	1960	3,4	3,2	5,0	0,9	7,1	3,9		
1,0				<i>McDonough, Sun, 1995</i>						
Коматиит в среднем				1246	1,5	1,7	4,4	1,4	10,5	
10,,5	2,9			<i>Crocket, 2002</i>						
КФБазальт (толеит)*		97	0,07	0,23	4,7	4,0	1,61			
				<i>Brugmann et al., 1993</i>						
MORB	144		0,022	0,030	0,067	0,008	0,41	0,46		
1,2				<i>Crocket, 2002</i>						
Бонинит			522	0,07	1,2	5,4	5,5	0,44		
				<i>Peak, Keays, 1990</i>						
Островодужн,пикрит*			0,055	0,073	0,19	3,0	2,4			
				<i>Pearson, Woodland, 2000</i>						

*КФБазальт —континентальный флуд-базальт, Островодужн.пикрит — островодужный пикрит (Ni в ppm, Au и PGE: Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd в ppb).

Таблица 51. Содержание Ni в ppm и PGE (Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd) в ppb в типовых мафит-ультрамафитовых породах

	Ni	Os	Ir	Ru	Rh	Pt
Pd						
Коматиит в среднем	1246	1,5	1,7	4,4	1,4	10,5
10,5		(Crocet, 2002)				
Базальт	97	0,07	0,23	4,0	61	
		(Brugmann et al., 1993)				
Бонинит		522	0,07	5,4	5,5	
		(Peck, Keyas, 1990)				

Таблица 52. Химический состав вторичных минералов пород жильной фации из тела микрогабброидов (обр. Lu 05-39, LuB, уч. "Надежда") и пород зоны экзоконтакта с микрозернистыми габбро-норитами (обр. 689)

Обр.	Мин.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Сумма
05-39/6	Pl*1	50,89	0,11	30,57	0,29	0,08	0,20	13,80	3,64	0,04	не обн.	99,61
К 05-39/6	Pl*2	51,30	0,10	30,29	0,38	не обн.	не обн.	13,19	4,08	0,08	»	99,43
05-39/6	Pl*3	50,75	0,04	30,35	0,94	0,02	»	14,33	3,52	0,02	»	99,97
05-39/6	Hbl*4	38,34	0,08	20,64	13,43	0,36	7,46	11,26	2,17	0,68	»	96,9
05-39/6	Hbl 5	40,01	0,03	20,28	10,70	0,26	9,83	11,37	2,10	0,52	»	96,49
05-39/6	Grt 6	39,84	не обн.	22,95	23,02	3,07	4,47	6,08	»	»	»	99,43
05-39/6	Grt 7	39,67	»	22,74	23,94	3,78	3,76	6,45	0,25	0,02	»	100,66
05-39/6	Grt 8	39,61	»	23,19	23,75	3,93	3,46	6,01	0,08	0,03	»	100,05
05-39/6	Hbl 9	38,58	0,07	20,93	12,07	0,29	8,76	11,14	2,18	0,73	»	97,12
05-39/6	Grt 10	38,92	»	23,11	22,76	5,64	2,66	6,39	0,02	0,02	»	99,51
05-39/6	Grt 11	39,24	»	22,63	22,95	4,88	2,71	7,17	0,14	»	»	99,73
05-39/6	Grt 12	39,42	»	23,19	24,19	3,95	3,38	6,22	0,05	0,02	»	100,42
05-39/6	Grt 13	39,22	»	23,42	24,04	3,37	4,62	5,67	0,02	»	»	100,40
05-39/6	Hbl 14	39,91	0,08	20,78	11,54	0,23	9,02	11,18	2,02	0,56	0,34	97,39
05-39/6	Hbl*15	38,55	0,10	19,89	11,98	0,22	8,76	10,77	2,41	0,57	»	95,54
05-39/6	Pl*16	49,02	0,01	31,39	0,34	0,05	0,07	14,04	3,55	0,07	»	98,62
05-39/6	Grt*17	39,20	0,04	23,28	21,44	2,61	4,02	9,28	0,25	»	»	100,13
05-39/6	Hbl 18	38,83	0,16	20,53	11,82	0,11	8,67	11,30	2,28	0,65	0,17	96,53
05-39/6	Hbl 19	38,58	0,08	19,96	12,79	0,07	8,65	11,17	2,11	0,71	0,16	96,62
LuB	Pl*	51,75	не обн.	30,49	0,47	не обн.	0,10	12,63	4,62	0,15	не обн.	100,21
LuB	Pl*	51,47	»	30,43	0,21	»	»	13,39	4,26	0,09	»	99,85
LuB	Hbl	39,1	»	20,46	14,9	»	8,34	11,02	1,36	0,48	0,36	96,57
LuB	Hbl	41,37	»	15,54	16,61	0,15	8,86	11,84	1,62	0,45	0,4	98,06

LuB	Grt	37,49	»	21,31	27,69	1,83	4,39	5,97	»	»	»	»	98,68
LuB	Hbl*	40,69	»	19,17	15,73	0	8,74	11,88	1,73	0,6	0,22	»	99,9
LuB	Grt	38,78	»	21,52	27,01	2,59	3,96	6,4	»	»	»	»	100,26
LuB	Grt*	38,41	»	21,58	26,46	1,71	4,29	7	»	»	»	»	99,45
LuB	Grt*	37,91	»	21,95	27,28	1,83	4,35	7,15	»	»	»	»	100,63
LuB**	Grt*	37,79	»	21,78	26,74	1,97	4,92	5,71	»	»	»	»	98,91
LuB	Grt*	38,35	»	21,4	24,04	4,34	2,93	7,72	»	»	»	»	98,78
LuB	Grt*	36,59	»	20,74	28,63	3,9	1,97	7,01	»	»	»	»	98,84
LuB	Grt*	38,76	»	21,36	25,57	1,55	2,88	9,26	»	»	»	»	99,38
LuB**	Grt	36,93	»	21,14	26,96	4,81	1,66	6,84	»	»	»	»	98,54
LuB**	Grt	37,16	0,07	21,11	25,1	5,28	2,92	7,1	»	»	»	»	98,74
LuB**	St	26,71	»	55,55	12,68	»	3,4	»	»	»	0,75	»	99,2
LuB**	St	26,41	»	55,58	13,37	»	2,68	»	»	»	1,06	»	97,75
LuB**	St	25,88	»	55,35	12,35	0,14	2,71	»	»	»	1,13	»	97,81

*Анализы минералов, которые при расчетах методом TWEEQU дали пересечение минеральных равновесий с незначительным треугольником неопределенности. Полученные методом TWEEQU значения давлений и температур приведены в тексте. LuB Использовались химические составы минералов из работы (Varkov *et al.*, 1999). ** Химические анализы использовались для геотермометрии (St-Grt геотермометр, Федькин, 1975).

Таблица 53. Химические анализы магматических и вторичных минералов (породы зон экзоконтактов с телами микрозернистых пород

Обр.	Мин.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	NiO	ZnO	сумма
616	Grt 1	38,421	не обн.	21,909	23,289	3,211	6,2	6,775	не обн.	не обн.	0,059	0,03	0,105	99,999
616	Grt 2	38,392	»	21,997	21,662	4,916	4,712	8,137	»	»	не обн.	0,118	0,066	100,000
616	Grt 3	38,263	0,002	21,932	20,793	6,635	3,954	8,42	»	»	»	не обн.	не обн.	99,999
616	Grt 4	38,27	»	21,886	20,981	6,088	3,998	8,724	»	»	»	0,052	»	99,999
616	Grt 5	38,243	»	22,402	22,968	3,503	5,579	7,148	»	»	0,031	0,127	»	99,999
616	Grt 6	38,537	»	21,695	20,845	6,262	3,657	8,902	»	»	»	0,027	0,076	99,999
616	Grt 7	38,6	0,118	21,958	21,062	5,549	4,054	8,644	»	»	»	»	0,015	99,999
616	Grt 8	38,382	0,064	21,871	21,485	6,079	3,716	8,27	»	»	0,104	0,01	0,017	99,999
616	Grt 9	38,529	0,022	22,516	24,061	3,32	6,429	4,812	»	»	0,151	0,114	0,047	99,999
616	Grt 10	38,722	»	22,071	23,956	3,392	5,967	5,773	»	»	»	0,096	0,022	99,999
616	Grt 11	38,834	»	22,451	23,778	3,475	6,591	4,648	»	»	0,033	0,139	0,05	99,999
616	Grt 12	38,073	0,012	22,752	23,799	3,473	6,153	5,59	»	»	0,036	»,	0,111	99,999
616	Grt 13	37,91	»	23,062	23,963	3,559	6,153	5,272	»	»	0,047	0,008	0,026	99,999
616	Grt 14	38,516	»	22,399	23,904	3,568	5,902	5,501	»	»	0,027	0,048	0,134	99,999
616	Hbl15	43,976	0,193	16,783	10,811	0,069	14,068	10,59	1,86	0,316	0,157	не обн.	не обн.	98,823
616	Hbl18	44,36	0,168	16,865	10,773	0,16	13,008	11,389	2,048	0,2	0,13	»	»	99,101
616	Hbl20	41,75	0,76	21,561	9,948	0,139	8,904	14,212	2,114	0,317	0,101	»	»	99,806
616	Hbl23	40,869	0,072	19,655	12,328	0,309	11,341	11,147	2,145	0,383	не обн.	»	»	98,255
616	Hbl29	41,421	0,032	20,162	11,472	0,15	11,465	12,004	2,29	0,305	не обн.	»	»	99,301
616	Hbl31	41,063	0,099	20,465	11,864	0,29	11,543	11,777	2,054	0,339	не обн.	»	»	99,494
616	Hbl37	41,176	0,151	20,451	11,696	0,139	11,04	11,997	2,105	0,417	не обн.	»	»	99,172
616	Hbl48	40,187	0,106	19,816	12,544	0,157	10,379	11,311	2,18	0,5	0,049	»	»	97,229
616	Hbl49	40,256	0,168	22,542	10,47	0,165	7,291	12,269	2,326	0,662	0,003	»	»	96,152
616	Hbl55	43,92	0,041	15,588	12,395	0,246	13,005	10,619	2,055	0,313	0,191	»	»	98,373

616	Hbl60	53,253	0,171	5,636	12,079	0,385	21,046	5,882	1,027	0,031	0,15	»	»	99,663
616	Орх16	57,425	0,124	0,957	15,624	0,534	24,069	1,298	не обн.	не обн.	0,165	0,162	не обн.	100,358
616	Орх17	55,033	0,119	1,141	12,291	0,292	29,239	1,544	»	»	0,238	0,046	0,054	99,997
616	Орх56	58,37	0,104	0,962	14,265	0,487	24,952	0,637	»	»	0,222	»	»	99,999
616	Орх57	58,037	0,018	1,459	14,339	0,513	24,319	1,152	»	»	0,162	»	»	99,999
616	Орх58	58,41	0,046	0,576	15,148	0,562	24,518	0,57	»	»	0,169	»	»	99,999
616	Орх59	55,23	0,131	0,805	12,546	0,354	29,23	1,461	»	»	0,243	»	»	100,00
616	Орх60a	54,611	0,206	1,031	13,958	0,332	28,584	1,159	»	»	0,119	»	»	100,00
616	Орх61	55,437	0,126	1,079	12,535	0,336	28,955	1,331	»	»	0,201	»	»	100,00
616	Сh121	28,957	0,014	24,447	8,542	0,067	25,964	0,098	не обн.	не обн.	0,084	не обн.	не обн.	88,174
616	P119	50,087	»	31,233	0,447	не обн.	не обн.	15,335	2,878	0,023	не обн.	не обн.	не обн.	100,003
616	P122	50,524	»	31,11	0,304	»	»	14,753	3,251	0,06	»	»	»	100,003
616	P130	49,104	»	31,678	0,469	»	»	15,828	2,86	0,065	»	»	»	100,003
616	P132	49,5	»	31,611	0,318	»	0,015	15,433	3,126	»	»	»	»	100,005
616	P133	43,665	0,057	35,278	0,338	0,068	0,391	19,709	0,486	»	0,013	»	»	100,003
616	P138	50,13	»	31,358	0,222	»	»	15,139	3,096	0,057	»	»	»	100,003
616	P139	50,097	»	31,26	0,275	»	»	15,22	3,068	0,082	»	»	»	100,003
616	P145	49,742	»	31,493	0,142	0,129	0,188	15,277	3,03	0,002	»	»	»	100,003
616	P146	45,79	»	35,502	0,591	0,179	0,603	18,604	0,724	0,012	»	»	»	100,006
616	P147	50,035	0,11	30,371	0,626	0,037	1,229	13,561	3,43	0,299	0,003	»	»	99,702
616	P152	49,302	0,062	30,595	0,546	0,043	0,748	15,649	3,043	»	0,015	»	»	100,003
616	P153	49,273	0,057	31,014	0,532	»	0,972	14,671	2,957	0,077	»	»	»	100,003

Таблица 53. Продолжение

Обр.	Мин.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	NiO	сумма
303	Ms	47,40	0,01	38,33	0,33	0,03	0,12	0,26	0,16	9,15	0,02	не обн.	95,86
303	Al ₂ SiO ₅	35,24	не обн.	63,35	1,04	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	99,76

303	Grt	37,63	0,00	20,79	27,78	2,34	4,34	6,79	0,00	0,00	0,00	»	99,89
303	St	27,69	не обн.	52,99	12,92	не обн.	3,23	не обн.	»	»	»	»	96,83
303	Grt 20	38,637	0,063	21,967	25,856	2,08	6,339	4,964	»	»	0,095	»	100,00
303	Grt 21	38,234	»	22,003	24,294	2,248	5,627	7,596	»	»	»	»	100,00
303	Grt 22	38,21	0,105	21,883	25,89	2,2	6,347	5,366	»	»	»	»	100,00
303	Grt 23	38,16	»	21,984	23,17	3,034	5,179	8,45	»	»	0,024	»	100,00
303	Grt 24	38,325	0,12	22,163	25,406	2,062	6,514	5,354	»	»	»	»	100,00
303	Grt 25	38,059	»	21,917	26,345	1,959	6,92	4,711	»	»	»	0,089	100,00
303	Hbl 7	41,661	0,186	20,489	10,529	0,113	11,877	11,673	2,406	0,3	»	»	99,236
303	Hbl 8	41,572	0,08	20,57	10,115	0,077	11,538	11,617	2,195	0,234	0,054	»	98,052
303	Hbl 9	42,929	0,173	18,939	9,832	0,097	11,998	11,499	2,271	0,241	0,003	»	97,982
303	Pl 15	50,453	0,038	31,223	0,241	не обн.	0,047	14,794	3,104	0,006	0,097	»	100,003
303	Pl 16	43,942	0,119	35,222	0,543	0,057	0,099	19,626	0,299	0,071	0,027	»	100,006
303	Pl 17	49,993	0,06	31,088	0,406	0,006	0,143	14,957	3,347	0,002	»	»	100,003
303	Pl 18	49,895	0	31,166	0,358	0,076	0,241	14,956	3,239	0,069	0,003	»	100,003
303	Pl 19	50,233	0,125	31,049	0,416	не обн.	0,188	14,435	3,402	0,004	0,151	»	100,002

Таблица 53. Продолжение

Обр.	Мин.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	сумма
689	Grt	38,00	не обн.	22,1	24,01	1,59	6,45	6,75	0,61	не обн.	не обн.	99,9
689	Hbl	40,71	»	20,35	11,32	не обн.	10,93	10,84	2,69	0,36	»	97,85
689	Hbl	39,77	0,38	20,49	12,36	»	10,28	11,05	2,39	0,45	»	97,86
689	Grt	39,4	»	21,69	24,59	1,45	6,45	6,43	-	»	»	100,01
689	Hbl	41,32	»	10,44	10,84	»	12,18	10,92	2,22	0,66	»	97,85
689	Pl	50,08	»	31,67	»	»	»	14,81	3,34	»	»	99,9
689	Grt	38,21	»	20,04	28,84	2,58	3,74	6,38	»	»	»	99,89
689	Grt	39,23	»	20,63	27,33	2,91	3,55	6,43	»	»	»	100,08

Таблица 55. Сравнительная характеристика значений ϵNd в породах расслоенного массива Луккулайсваара (использовались авторские данные и данные Епифанова и др., 2007)

Тела микрогаббро-норитов	«Чиж»	«Нижнее»	«Лысый Череп»	«Надежда»
Микрогаббро-нориты	-2,1	-1,6	-1,7, -3,0	-2,6
Породы расслоенной серии	-3,95	-1,8	-1,2, -2,35	-2,3
Породы экзоконтактов	+0,1, +0,9	-1,1	-0,4	+0,7, 0,0, -1,5, -1,8

Таблица 56. Гранулометрический состав, плотность и содержание включений силикатов и оксидов в РМП россыпного месторождения платиновых металлов рек Кондёр — Уоргалан

Параметр	Ф р а к ц и я, мм								
	самородки +10	10–5	5–3	3–2	2–1	1–0,5	средняя	мелкая 0,5–0,25	тонкая –0,25
Россыпное месторождение р. Кондёр (р. л. 216–160 и её притоки)									
Гранулометрический состав, мас. %	2,5	2,5	2,4	4,3	29,0	26,4	29,0	29,0	3,9
Плотность, г/см ³	9,8	12,1	13,8	14,9	16,9	17,5	17,9	17,9	18,2
Содержание включений, мас. %	24,4	17,3	10,1	6,7	2,2	1,3	0,5	0,5	0,1
Россыпное месторождение р. Кондёр (р. л. 160–16)									
Гранулометрический состав, мас. %	Не обн.	Не обн.	1,2	2,8	21,1	29,4	34,3	11,2	
Россыпное месторождение р. Уоргалан (р. л. 180 – 120)									
Гранулометрический состав, мас. %	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,1	21,6	60,5	16,8	

Примечание. Гранулометрический состав и плотность определялись по анализам эксплуатационных проб «шлиховой платины». Общая навеска расситованной «шлиховой платины» 100,192 кг, общая навеска проб определения плотности 12,165 кг. Средняя плотность и содержание включений для 5444 самородков РМП россыпей р. Кондёр даны для их представителей весом от 5–100 г, для самородков РМП выше 100 г эти параметры, соответственно, равны: 9,3 г/см³; 27,2 мас. %.

Таблица 57. Распространенность самородков РМП россыпного месторождения Кондёр

Мас-са, г	5–10	10–15	15–20	20–30	30–40	40–50	50–100	100–500	>500
Отн. %	55,96	20,62	9,16	6,95	2,95	0,94	2,56	0,80	0,06

Примечание. Составлена на основании изучения 5444 самородков РМП добытых в 1988–1989 гг.

Таблица 58. МПГ в россыпных месторождениях и породах массива Кондёр

№	Минерал	Формулы установленных химических разновидностей	Pt>Pd тип
1	Самородная платина	Pt; (Pt,Fe); (Pt,Pd); (Pt,Pd,Cu)	+
2	Изоферроплатина	Pt _{3+x} Fe; Pt _{3-x} Fe; (Pt,Ir) ₃ Fe; (Pt,Rh) _{3-x} Fe; (Pt,Pd) ₃ Fe; Pt _{3-x} (Fe,Cu)	+
3	Тетраферроплатина	PtFe; Pt(Fe,Cu); Pt(Fe,Cu,Ni); (Pt,Pd)(Fe,Cu,Ni)	+
4	Туламинит	Pt,FeCu; (Pt,Pd),FeCu	+
5	Хонгшит	PtCu; Pt(Cu,Fe); Pt(Cu,Sn); (Pt,Pd)(Cu,Sn); (Pt,Pd)(Cu,Sb); (Pt,Au)(Cu,Fe)	+
6	Русенбургит	(Pt,Pd) ₃ Sn; Pt,PdSn	+
7	Татьянаит	(Pt,Pd,Cu) ₃ Sn	+
8	Нигглиит	(Pt,Pd,Cu)Sn	+
9	Фаза 1	(Pt,Pd) ₅ Cu ₃ Sn ₂	+
10	Фаза 2	(Pt,Pd) ₂ CuSn	+
11	Фаза 3	(Pt,Pd)(Bi,Sb)	+
12	Инсизваит	PtBi ₂	+
13	Мончеит	Pt(Te,Bi) ₂	+
14	Сперрилит	PtAs ₂ ; Pt(As,Te) ₂ ; (Pt,Pd)(As,Te) ₂	+
15	Фаза 4	(Pt,Au,Cu) ₃ As ₃	+
16	Платарсит	(Pt,Rh)(As,S) ₂	+
17	Куперит	PtS	+
18	Брэггит	(Pt,Pd)S; (Pt,Pd,Ni)S	+
19	Маланит	CuPt ₇ S ₄ ; Cu(Pt,Rh,Ir) ₄ S ₄ ; Cu(Pt,Ir,Rh) ₂ S ₄	
20	Фаза 5	(Pt,Cu,Fe оксид)	+
21	Фаза 6	(Pt,Pd,Bi оксид)	+
22	Самородный иридий	(Ir,Os,Pt)	
23	Фаза 7	Ir ₃ PbS ₁₀	
24	Иридарсенит	(Ir,Pt)(As,S) ₂	

25	Ирарсит	IrAsS; (Ir,Rh)AsS	+
26	Кашинит	(Ir, Rh)S ₂	
27	Купроиридсит	Cu(Ir,Rh,Pt) ₂ S ₄	
28	Инаглиит	Cu ₃ PbIr ₈ S ₁₆	
29	Фаза 8	(Fe,Ni,Cu) ₄ (Ir,Rh) ₂ S ₇	
30	Фаза 9 (гидроосмирид)	(Ir, Os, Ru, Pt оксид); Ir(Os,Ru,Fe)O ₂ (OH) ₂	
31	Самородный осмий	Os; (Os,Ir); (Os,Ir,Ru)	
32	Эрликманит	OsS ₂ ; (Os,Ru)S ₂ ; (Os,Ru,Ir)S ₂	+
33	Скаергаардит	(Pd,Pt)(Cu,Fe); (Pd,Au,Pt) _{1+x} (Cu,Fe)	+
34	Фаза 10	(Pd,Pt) ₃ (Au,Ag)(Cu,Sn) ₂	+
35	Бортниковит	Pd ₄ Cu ₃ Zn	+
36	Фаза 11	Pd ₄ Au ₄ Cu ₄ Bi ₄ ; (Pd,Au,Cu) ₄ Bi	+
37	Фаза 12	(Pd,Rh) ₃ Bi	+
38	Фаза 13	Pd ₇ Bi ₄ ; (Pd,Rh) ₇ Bi ₄	+
39	Фаза 14	(Pd,Rh) ₄ Bi ₃	+
40	Фаза 15	(Pd,Au) ₃ Bi ₂	+
41	Фаза 16	(Pd,Au,Cu,Rh) ₁₁ Bi ₇	+
42	Фаза 17	Pd ₆ BiTe	+
43	Фаза 18	Pd ₇ Bi ₂ Te	+
44	Соболевскит	(Pd,Pt,Cu) _{1+x} (Bi,Te); (Pd,Pt,Cu) _{5+x} Bi ₃ Te ₂	+
45	Фаза 19	Pd ₂ BiTe; (Pd,Pt) ₂ BiTe	+
46	Полярит	PdBi; (Pd,Pt) _{1-x} (Bi,Te); (Pd,Pt) ₂₆ Bi ₂₁ Te ₇	+
47	Звягинцевит	Pd ₃ Pb; (Pd,Pt) _{3+x} Pb; (Pd,Pt) _{3+x} (Pb,Sn); Pd _{3-x} (Pb,Te,Bi,Sn)	+
48	Кейтконнит	Pd ₃ (Te,Pb); (Pd,Cu) _{3+x} Te - (Pd,Cu) ₁₉ Te ₆ ; (Pd,Pt) ₃ (Te,Bi,Pb); Pd ₉ Te ₂ Bi; Pd ₁₅ Te ₃ (Bi,Pb) ₂	+
49	Котульскит	Pd(Te,Bi,Pb); Pd ₅ Te ₂ (Bi,Pb)	+

Таблица 58. Продолжение

№	Минерал	Формулы установленных химических разновидностей	Pt>Pd
50	Фаза 20	(Pd,Pt,Cu) ₁₀ (Sb,As) ₂ ; (Pd,Pt,Cu) _{3+x} (Sb,As) ₂	+
51	Стибиопалладинит	(Pd,Pt,Cu) ₅ (Sb,As) ₂	+
52	Изомертиит	(Pd,Cu) ₁₁ As ₂ Sb ₂ ; (Pd,Cu) ₁₁ As ₂ (Sb,Te) ₂ ; (Pd,Cu) ₁₁ As ₂ (Sb,Bi) ₂	+
53	Мертиит-I	(Pd,Cu,Pt) ₁₁ (Sb,As) ₄ ; (Pd,Cu,Pt) _{5-x} (Sb,As) _{2+3x}	+
54	Мертиит-II	(Pd,Pt,Cu) ₈ (Sb,Sn,As) ₃ ; (Pd,Pt,Cu) ₈ (Sb,Te,Sn,As) ₃	+
55	Атокит	(Pd,Pt) ₃ Sn; (Pd,Pt) ₃ (Sn,Pb); (Pd,Pt) ₂₃ Sn ₄ Pb ₃ ; (Pd,Pt) ₂₂ (Sn,Pb) ₇	+
56	Таймырит	(Pd,Cu) ₃ Sn; (Pd,Pt,Cu) ₃ Sn	+
57	Кабриит	(Pd,Pt) ₂ SnCu	+

58	Фаза 20	(Pd,Pt,Cu) ₉ (Sn,Pb)(Sb,Bi)As; Pd ₉ SnSbAs	+
59	Фаза 21	Pd ₆ (Bi,Te,Sn)As; (Pd,Cu) ₆ (Bi,Te,Pb)As	+
60	Фаза 22	Pd ₁₇ As ₅	+
61	Стилуотерит	Pd ₈ As ₃	+
62	Палладоарсенид	Pd ₂ As	+
63	Высоцкит	(Pd,Pt)S	+
64	Василит	(Pd,Cu) ₁₆ S ₇ ; Pd ₇ Cu ₇ S ₄	+
65	Фаза 23	(Pd оксид)	+
66	Фаза 24	(Pd,Bi оксид)	+
67	Фаза 25	(Pd,Te оксид)	+
68	Фаза 26	(Pd,Pt,Sn оксид)	+
69	Фаза 27	(Rh,Ir) ₉ Pb ₇ Te ₁₀	+
70	Холлингвортит	RhAsS; (Rh,Ir,Pt)AsS; (Rh, Pt, Ir)AsS;	+
71	Фаза 28	(Rh,Ir,Pt) ₃ (Pb,Cu,Ni)(SAs) ₆	+
72	Купрородсит	CuRh ₃ S ₄ ; Cu(Rh,Pt) ₂ S ₄ ; Cu(Rh,Ir,Pt) ₂ S ₄ ;	
73	Феррородсит	(Fe,Cu)(Rh,Pt) ₂ S ₄ ; (Fe,Cu)(Rh,Ir,Pt) ₂ S ₄	
74	Фаза 29	Rh ₃ S ₇	
75	Кондёрит	Cu ₃ PbRh ₈ S ₁₆ ; (Cu,Fe) ₃ Pb(Rh,Ir) ₈ S ₁₆ ; (Cu,Ni) ₃ Pb(Rh,Pt,Ir) ₈ S ₁₆ ;	+
76	Фаза 30	(Ni,Rh,Cu,Fe,Pt,Ir) _{1-x} S; (Ni,Cu,Fe) ₁₂ (Rh,Pt,Ir) ₇ S ₂₀	+
77	Фаза 31	(Fe,Rh,Ni,Cu,Ir) _{1-x} S; (Fe,Rh,Ni,Ir,Cu,Pb) _{1-x} S	+
78	Фаза 32	(Fe,Ni,Cu,Co) ₁₃ (Rh,Pd,Pt) ₈ S ₂₀	+
79	Фаза 33	(Fe,Ni,Cu) ₄ (Rh,Ir) ₅ S ₇ ;	+
80	Фаза 34	(Rh,Fe оксид)	
81	Самородный рутений	(Ru,Os,Ir)	
82	Лаурит	RuS ₂ ; (Ru,Os)S ₂ ; (Ru,Os,Ir)S ₂	+
83	Самородное золото	(Au,Ag,Pt); (Au,Ag,Pd); (Au,Ag,Cu,Pd); (Au,Cu,Pt); (Au,Pd,Cu); (Au,Pt,Cu)	+
84	Фаза 35	(Au,Ag,Pt) ₃ Cu	+
85	Тетрааурикуприд	(Au,Pt)Cu; (Au,Pd)Cu; (Au,Ag,Pt) _{3-x} Cu _{3+x}	+
86	Самородная медь	(Cu,Pt); (Cu,Pt,Sn); (Cu,Pd,Sn)	+
87	Аурикуприд	Cu ₃ (Au,Pd)	+

Примечание. В таблице обобщены оригинальные данные за период 1989–2015 гг. Кроме приведенных в таблице МПГ И. Я. Некрасовым и др. (1994) и Г. Г. Щеконь и др. (2004) установлены новые неутвержденные минералы: (Pd,Pt)₁₀(Pb,Bi)₃, Pd₂Ge, (Pd,Au,Ag,Ni)₁₀(Bi,Pb)₂S₄ и Pd₇Bi₃. + - отмечены минералы установленные в *Pt > Pd mine*.

Таблица 59. Средние химические составы кристаллических индивидов РМП

Параметры	n	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	Cu	Сумма
1	47	89,47	0,00	0,01	0,03	0,60	0,76	8,38	0,01	0,74	100,00
2		1,12	0,00	0,03	0,05	0,21	1,04	0,32	0,05	0,30	
3		72,36	0,00	0,00	0,04	0,92	1,13	23,68	0,03	1,83	100,00
1	27	88,89	0,00	0,02	0,01	0,63	1,13	8,59	0,09	0,62	99,98
2		2,30	0,00	0,07	0,04	0,30	2,03	0,39	0,11	0,24	
3		71,47	0,00	0,02	0,02	0,96	1,66	24,11	0,24	1,52	100,00
I	16	87,75	0,37	0,24	0,04	1,08	0,70	8,43	0,07	0,74	99,42
II	37	86,66	2,25	0,29	0,05	0,48	0,22	8,89	0,16	0,70	99,70

Примечание. n — число химических анализов; I — средний химический состав в мас. %, 2 — стандартное отклонение, 3 — средний формульный состав в ат. %. Для сравнения приведены средние значения: I — из бороздовых проб мелкозернистых дунитов левого склона руч. Лев. Бегун, *Pt-mil*; II — из небольших шпиров хромшпинелидов правого склона р. Кондёр между ручьями Апендикс — Трехглавый, *Pt > Ir-mil*.

Таблица 60. Средний химический и минеральный состав «шлиховой платины» россыпного месторождения платиновых металлов рек Кондёр — Уоргалан (по данным минералогического анализа)

Россыли	Минералы	Элементы, мас. %											Содержание мас. %	
		Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Cu	Ni	Fe	S	As		Другие
Притоки верховьев р. Кондёр	1	82,08	2,71	1,34	0,16	0,62	0,37	0,66	0,16	9,01	0,12	0,07	2,66	
	2	81,91	2,04	0,30	0,10	0,58	0,36	0,65	0,16	9,00	-	-	-	95,10
	3	0,08	0,41	0,23	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	-	-	0,73
	4	0,01	0,12	0,73	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	-	-	0,87
	5	0,08	0,14	0,08	0,04	0,04	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,12	0,07	-
6													2,66	2,66
Кондёр. р.л. 216–160	1	84,11	2,41	0,87	0,12	0,61	0,36	0,62	0,12	8,72	0,09	0,06	1,90	
	2	83,95	1,85	0,21	0,07	0,57	0,35	0,62	0,12	8,72	-	-	-	96,46
	3	0,06	0,34	0,16	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	-	-	0,57
	4	0,01	0,10	0,45	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	-	-	0,57
	5	0,09	0,12	0,05	0,03	0,04	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,09	0,06	-	-
6													1,90	1,90
Кондёр. р.л. 160–16	1	85,88	1,65	0,63	0,09	0,49	0,43	0,71	0,13	8,68	0,03	0,01	1,28	
	2	85,82	1,33	0,21	0,06	0,47	0,42	0,71	0,13	8,68	-	-	-	97,83
	3	0,04	0,24	0,11	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	-	-	0,40
	4	0,01	0,05	0,28	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	-	-	0,35
	5	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,01	-	-
6													1,28	1,28

Уоргалан. р.л. 180–24	1	86,64	1,24	0,65	0,09	0,74	0,44	0,78	0,17	8,72	0,02	0,01	0,49	
	2	86,57	0,96	0,30	0,05	0,73	0,43	0,78	0,17	8,72	-	-	-	98,71
	3	0,04	0,20	0,09	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	-	-	0,34
	4	0,01	0,04	0,22	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	-	-	0,28
	5	0,02	0,04	0,04	0,02	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,01	-	-
6													0,49	0,49

Примечание. Составы рассчитаны на основании ситовых и минералогических анализов 406 геологоразведочных и 30 эксплуатационных проб «шлиховой платины»; 248 определений плотности; изучения 588 аншлифов зерен изоферроплатины; 1445 микронзондовых определений полного химического состава МПГ. Минералы: 1 — «шлиховая платина»; 2 — РМП; 3 — кубические твердые растворы Ir, Os и Pt; 4 — гексагональные твердые растворы Os, Ru и Ir; 5 — сульфиды и арсениды ЭПП; 6 — силикаты, окислы и др. минералы во фракциях «шлиховой платины»: 10–5; 5–3; 3–2; 2–1; 1–0,5; 0,5–0,25 и <0,25мм.

Научное издание

**ЭВОЛЮЦИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО
И ИЗОТОПНОГО СОСТАВА
ДОКЕМБРИЙСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ**

Под редакцией

чл.-корр. РАН В. А. Глебовицкого, Ш. К. Балтыбаева

Корректурa, компьютерная верстка *М. А. Ивановой*
Дизайн обложки

Подписано в печать 00.11.2018. Формат 70×100/16.

Печать офсетная.

Усл. печ. л. 42,25. Тираж 000. Заказ 000.

Выпущено Издательско-полиграфической ассоциацией
высших учебных заведений
194021, Санкт-Петербург, 2-й Муринский пр., д. 49,
лит. А, пом. 208.
Тел.: (812) 987-75-26.